

# 庐山第四纪冰期 与环境

何培元 等著



地震出版社

# 庐山第四纪冰期与环境

何培元 段万倜 著  
邢历生 刘兰锁

地震出版社

1992

本书系中华人民共和国地质矿产部科技发展规划 83004 之二《长江中下游第四纪冰川及第四纪地质》大项中的课题研究总结

## 序

庐山第四纪冰川研究，始于本世纪30年代初期。李四光教授和他的同事们，曾对庐山进行过反复的调查研究，发表过不少学术论著。《冰期之庐山》一书，就是其中的代表作。他第一次系统地总结了庐山的工作，全面地论证了庐山地区第四纪冰川发育和消亡过程。详细地阐明了大量冰川作用遗迹的证据，并首次划分出鄱阳、大姑、庐山三个亚冰期和其间相应的间冰期。确认庐山是中国第四纪冰川发育的典型地区之一。李四光教授的研究工作，为中国第四纪冰川地质学的建立，从实践到理论奠定了基础。

然而，庐山是否发生过第四纪冰川，却是地学界争论最久的一个问题。尽管第四纪冰期问题，在欧美大陆地区已经基本解决了，但是，我国和国外一些地质、地理工作者对中国，特别是东部晚近地质时代有无大冰期的问题，仍持否定态度。如1989年中国科学出版社出版施雅风等著的《中国东部第四纪冰川与环境问题》一书；就是代表。黄汲清先生曾发表文章说：“这个专著内容丰富，论证精详。他们的结论基本上否定了李四光学派的成果和观点。这是一件好事。百花齐放、百家争鸣嘛！”近30年来，关于研究中国，特别是中国东部地区第四纪冰川的文章和专著不下200余篇，报道各地发现了大量冰川遗迹和事实。北京山区和山麓地带就有很多。这些事实如果不是由冰川作用的结果，那它们是如何形成的呢？第四纪环境又经过什么样的演变方式才形成今日之面貌？很同意黄汲清先生的呼吁：“希望不久的将来，中国第四纪研究委员会召开会议，认真讨论这一争论了60多年的第四纪冰期问题。”

关于庐山冰川的争论，从30年代开始，迄今已有60年。纵观60年来反对的意见，其论点先后基本雷同，归纳起来不外乎下列几点：第一，庐山位于亚热带季风环境，受西太平洋东南季风控制，不具备发育冰川的条件；第二，庐山的山体不大，高度较低，纬度偏低、古雪线的下降值等都达不到冰川发育的程度；第三，庐山的地貌和第四纪堆积物均与冰川作用无关，它们均系流水作用、融冻泥流、泥石流等作用所形成。这些论点，实际上李四光教授在他的许多论著中早已作过充分的论证和解释。只要抱着严肃认真的态度，面对实际现象，分析各种地质作用的客观规律，那是不难理解的。总之，在双百方针的指引下，通过讨论和争论对于探索真理的科学研究来说，总是会起到促进和深化认识作用的。

为了进一步深入认识，1982年起，地质矿产部地质力学研究所组成了“庐山地区第四纪地层及冰期划分研究”的课题组，在江西省地矿局水文工程地质大队的协助下，布置了若干钻孔，系统地对庐山地区第四纪地层进行了详细的分析对比研究，采集了大量而系统的剖面及钻孔岩芯样品，应用多项测试分析研究手段，主要有砾石组构分析、粒度分析、化学分析、光谱分析、重矿物分析、粘土矿物分析、孢粉分析、古地磁测试、显微构造分析、X光衍射分析、透射电镜分析、电镜扫描、能谱分析和氧同素测试等，取得了大量的分析实用数据，从微观研究中获得了极为丰富的气候变化的信息资料，有力地支持了庐山曾有过多次冰期气候演变的论点。

在宏观调查中，也有新的重大发现。如，大排岭冰碛剖面、金锭山冰碛层、白石嘴白色泥砾剖面、芦林黄褐色冰碛层、浆粕厂冰碛与冰水沉积接触剖面、下青山野猫颈表皮构造、

白石嘴冰溜面、张家老屋的条痕漂砾群以及周家墩冰楔群等。这些新的重大发现，在论证庐山第四纪冰川作用和冰期的划分时均具有十分重要的意义。

大家知道，庐山地区第四纪沉积物，在山麓地带分布较广，连续性较差，在自然剖面上层位不尽完整。这次对庐山地区的第四纪研究，借助钻孔手段，获得了前人未知的第四纪早期比较连续的沉积地层，经过多项手段的研究，建立了新的地层序列。显然，这是庐山地区第四纪地层研究的新突破。

30年代，李四光教授在庐山划分了三个亚冰期，即庐山、大姑、鄱阳冰期，在时代上与欧洲阿尔卑斯山的里士、明德和滚兹冰期相试比。此次对庐山第四纪地层和冰期的研究，经过多次多剖面的古地磁测试，取得了较为可靠的古地磁年代数据。特别可贵的是，它与其他方法和手段所取得的古气候变化曲线相配合，为庐山地区第四纪冰期、间冰期及地层的划分，首次提出了自己的年代学数据。

据研究表明，庐山地区第四纪的下限年龄大约在距今3.0 Ma前后。由老到新庐山地区的第四纪冰期可分为四个亚冰期和三个间冰期。它们是，大排冰期，大约距今2.5—3.0 Ma；鄱阳冰期，大约距今1.6—1.8 Ma；大姑冰期，大约距今0.9—1.1 Ma；庐山冰期，大约距今0.2—0.4 Ma。

《庐山第四纪冰期与环境》一书的出版，不仅是继李四光教授《冰期之庐山》一书之后的又一次庐山第四纪冰川地质研究工作的深入研究和总结，而且是反映了中国第四纪冰川地质学研究取得的新进展。同时，也为同行们提供了一本资料丰富翔实、数据可靠、具有重要理论价值和实用意义的参考文献。

孙殿卿

1991年5月

## 前 言

庐山，自古以来就是一座天下名山。我国历代许多名人学者，多到此居住、游历和讲学，留下了不少千古文章和胜迹。在近代史上，它不仅是一座风景秀丽、驰誉遐迩的避暑胜地，而且还是研究地质、地理、气象、植物等学科的理想基地。中国近代科学先驱，卓越的地质学家李四光教授，在本世纪30年代，曾对庐山做过比较长时期、反复的考察和研究，他从地质科学的角度，第一个揭露了庐山的真面目。从1931年开始，李四光不仅自己在庐山深入调查，而且还常带着北京大学地质系毕业班的学生，到庐山作野外教学实习。对庐山的地形、地层、岩性、构造和构造运动、山体形成的时期等问题，考察得清清楚楚，有过详细的论述，这些都早已载入《庐山志》中的《庐山地质志略》。李四光在庐山还首先发现了第四纪冰川遗迹，他认为庐山许多第四纪沉积物和一些特殊地貌形态，不用冰川作用解释，是解释不通的。这是他从1921年在华北太行山东麓和大同盆地发现第四纪冰川遗迹之后的又一次重大发现。他经过详细而系统的研究，深信庐山在第四纪时期发生过多次冰川活动。他也深信这一发现，必将带来不可避免的重大学术争论。1933年，他正式发表了《扬子江流域之第四纪冰期》一文，介绍了庐山冰川作用的地貌证据，庐山的冰川堆积，庐山周围的冰碛物，并据此第一次在庐山地区划分出鄱阳、金井和土楼三个冰期，探讨了冰期的时代，还简要地介绍了长江流域其他地区的冰川现象和存在的问题。接着，1934年，又发表了《关于研究长江下游冰川问题材料》，再次论证了庐山地区的各处冰碛剖面外，还介绍了安徽中部、九华山区和天目山区的一些新发现。扩大了冰川作用的范围。1934—1936年上半年，李四光在英国讲学，进一步向国外朋友阐明了中国第四纪冰川作用的存在。他在讲学期间，曾和威尔士(L. J. Wills)一道考察过英伦三岛的第四纪冰川遗迹，和李春昱、王恒升一道又重新考察了阿尔卑斯山区的冰川现象，收集了不少极为宝贵的第一手资料，更加增强了庐山的冰期冰川是属于阿尔卑斯型的信心。1936年春夏之交，李四光回国后，又在黄山发现了U谷壁上的冰溜刻痕等冰川活动的证据，9月发表了《安徽黄山之第四纪冰川现象》一文。这篇文章虽短，却在国内外地质学界引起很大的反响和震动。1937年，李四光完成了《冰期之庐山》一书的编著工作。这是一部具有代表性的科学专著，由于受抗日战争爆发的影响，到1947年才正式出版发行。书中总结了探求中国第四纪冰期、冰川的历史过程，全面系统地论述了庐山地区山上、山下的第四纪冰川遗迹，重新划分和命名了三个亚冰期和两个间冰期，即鄱阳冰期、鄱阳-大姑间冰期、大姑冰期、大姑-庐山间冰期，庐山冰期，并与阿尔卑斯山区的冰期作了试比。还专门用了一个章节与质疑者进行了讨论，解释了一些疑问。《冰期之庐山》，是作者长期调查研究第四纪冰川遗迹的科学总结，为中国第四纪冰川地质学的建立，从理论到实践，奠定了坚实的基础。中国第四纪冰川地质工作者多奉为经典性的著作。自此以后，在一个相当长的时间内，怀疑派的一些文章就不多见了。李四光仍在继续自己的调查研究工作，40年代，在抗日战争的困难时期，又先后发表了《鄂西川东湘西桂北第四纪冰川现象述要》、《中国冰期之探讨》、《贵州高原冰川之残迹》等重要文章。他认为：“中国气候变更之剧烈，非局部偶然之事，而实涉及广大范围，与西欧、北美无所异。舍去此等重要事实，而欲

求中国第四纪地质史之认识，乌可乎？”在这一时期内，国内外地质学界已有一些学者，注意到我国各地的第四纪冰川现象，发表过不少报道性文章。新中国成立后，随着地质事业的发展，报道和研究第四纪冰川地质的文章就越来越多了。到了60年代，中国第四纪冰川地质学，成为一门专业学科，已不是单纯地报道和研究第四纪冰川现象了，而是逐步走上了为国民经济建设服务相结合的道路，并且有了自己的专业队伍。

庐山的位置在纬度上比北方太行山区偏低得多，也不是属于高山之列。在这里发现第四纪冰川遗迹，正如李四光当初估计的一样，一开始就有人持怀疑和反对的意见，尤其是当时在中国工作的几位外国学者，如英籍学者巴尔博(G.B.Barbour)、德国地质学家尼斯特拉姆(E.Nystrom)、法国地质学家德日进(Teilhard dechardin)和瑞典地质学家诺林(E.Norin)等，他们大都持怀疑态度。大家知道，1934年李四光曾和德日进、巴尔博、诺林还有杨钟健先生等人在庐山开过著名的现场讨论会，当时各抒己见，似乎谁也没有说服谁，信者信之，疑者仍自疑之。巴尔博、德日进等还发表不少文章，阐述反对庐山乃至中国东部发生过第四纪冰川作用的见解，形成了30年代一次论争的高潮。40年代以来，中国不少著名地质、地理学家如袁复礼、李承三、许杰、孙殿卿、徐煜坚、张文佑、李捷、王曰伦、贾兰坡、俞建章、郭文魁、郭令智、高咏源、熊永先、杨怀仁、任美镔等都先后发表过有关第四纪冰川研究的文章，他们大都倾向赞成中国第四纪时期出现过多次冰期气候，不少冰期划分均以庐山地区为标准，加以对比。有一位德籍学者费斯曼教授(Prof.H.V.Wissmann)，在南京中央大学任教，他最初不相信中国东部发生过第四纪冰川，后来两次上黄山，见到了U谷壁上的冰川刻痕，就公开承认中国在第四纪出现过多次冰期，并说黄山冰川现象“是一个翻天覆地的发现”。50年代后期，苏联纳里夫金(Д.В.Наливкин)院士来华出席地质会议时，在李四光、孙殿卿等陪同下，察看了北京西山隆恩寺基岩冰溜面之后，改变了他原来不相信中国有第四纪冰川的见解，回国后发表《亚洲地质史的光辉一页》，对中国第四纪冰川，包括庐山在内表示“深信不疑”。

60年代初期，黄培华发表文章，提出庐山在更新世时不具备发育冰川的气候条件，庐山不可能发生过冰川作用。接着曹照垣、吴锡浩等人也发表文章，予以反驳，并指出黄培华的质疑论点基本上与30年代巴尔博等怀疑派的意见相类似，仅仅是旧话重提而已。因此60年代这次论争，时间不长就自行消沉下去了。这期间，波兰学者柯萨尔斯基(S.Kozarski)来庐山考察后，承认庐山新桥剖面是一个终碛垅的残迹，并说，“可以得出结论，中国更新世有四个冰期”。60年代中期，江西省区测队的第四纪地貌组在填图中，对庐山做了一次较全面的考察，并通过钻孔资料对比研究，除承认李四光定的三个冰期外，认为在鄱阳冰期之前，可能还有一次更早的冰期。与此同时，在中国东部其他地区，如北京西山地区、河北太行山区、东北大小兴安岭地区、陕西秦岭地区、安徽大别山区、川西龙门山区、螺髻山区等都先后开展了工作，发现了大量的第四纪冰川遗迹，划分了冰期，大都与庐山地区的冰期作了对比。1971年4月，李四光逝世了。他在逝世前不久，完成了《天文、地质、古生物》一书，论述了“三大冰期”，对中国第四纪冰期研究的学术成就，做了概括性的总结。他在一张“第四纪大冰期中的亚冰期”表格中，在鄱阳冰期之前，留下一段上百万年的空白，预示着庐山的鄱阳冰期不是第四纪的早冰期。后来西南的金沙冰期、安宁冰期、龙川冰期；北方的红崖冰期；青藏高原的惊仙冰期，以及在庐山发现的大排冰期等先后确定，正好填补了这段空白，也印证了李四光教授预示的科学性。1978年，中国地质学会首次在庐山召开全国第四纪冰川及第四纪地质

学术会议，全国知名的地学家及第四纪冰川工作者二百余人出席了会议，全体代表共同考察了庐山的冰川遗迹，大多都承认李四光生前的工作是扎实可信的，庐山不愧是中国第四纪冰川地质学的诞生场所。81岁高龄的杨钟健先生，也出席了这次会议。大家知道，30年代杨老曾和几位外国学者一道参加过庐山现场辩论，那时他对庐山冰川持怀疑态度。可是现在，他经过三、四十年的科学实践之后，态度终于改变了，他总结说：“就我国第四纪地质问题来说，冰川好比一把钥匙，没有它，这门就开不开，更不用说登堂入室了，这个问题，目前已为大多数同志所接受，这是一个好现象。但是，前进的道路不是笔直的，而是‘之’字形的。估计未来，总不免还有些曲折。可是无论怎么样曲折，真理还是真理，中国冰川的存在，已不是只说几句空话，所能动摇它的了”。他还说“更新统的冰川，就以表现最好的庐山来说，也是受到了多少摧毁和破坏的。其他地区当然更多，加之又添上风成的、水成的许多堆积的东西，混杂在一起，因而真正认识它，是不太容易的”。

80年代，研究现代冰川多年的施雅风先生带头，联系了几位地理学者，连续发表了一系列的文章和专著，提出中国东部中低山地不存在第四纪冰川。还曾请过一位英国讲师德比希尔先生来中国讲课和到庐山考察三天，结果这位讲师也发表文章，否定庐山的冰川遗迹。总起来，他们的论点大致如下：

(1) 庐山山麓地区的堆积物不是冰川作用堆积而成，全属泥石流停积；(2) 庐山的地貌形态不是由冰川作用形成的，是流水作用侵蚀所致；(3) 庐山山体不如青藏高原或西部山地海拔高，不能形成冰川；(4) 西部现代冰川雪线均在3000 m以上，而庐山高度不够，不能形成冰川；(5) 庐山地处的纬度低，不能形成冰川。

总之，把李四光教授和其他许多学者在中国东部地区发现的第四纪冰川遗迹，统统视之为“误会”，其原因均属“缺乏工作经验”。这些提法，似乎已经游离了学术讨论的范畴，没有必要予以争论和解释，就其主要质疑的论点看，似乎也没有超过以往30年代或60年代的范围，在深度上好像还有所逊色，归结起来，仍然是局限于古冰川的冰蚀地形和古冰川的冰碛物的否定，没有什么新的内容。看来这虽是80年代的论战，也可能90年代还会继续下去，似乎也很难动摇30年代李四光教授经过千锤百炼所奠定的基础。更何况，在中国东部许多地区，特别是庐山地区，一直有不少科研单位、高等院校和地质勘察队等，继续开展工作，深入调查研究；许多中外学者相继亲临现场考察，发现冰川流行的新证据，日益增多，再加上新技术新方法的综合应用，多学科相互配合，相互支援，对以庐山为代表的中国东部各地区的第四纪冰期研究，更为广泛和深入，大量的事实和科学论证，说明中国东部山区的第四纪冰川遗迹证据确凿无疑。70年代以来，江西水文地质大队对庐山又进行了多年的全面考察，并通过钻孔资料对比研究，认为庐山在庐山冰期之后，可能还有一次冰期，并命名为芦林冰期。南京大学地理系、南京河海大学、华中师范大学、中国地质大学(武汉)、湖北大学等院校师生，几乎每年都要到庐山进行实习考察，对庐山第四纪冰川遗迹多有新的发现。还有天津地质矿产研究所等单位，在庐山也做过调研工作，他们曾首先发现大姑期原生的白色泥砾。80年代，外国朋友对庐山也很感兴趣。美国的米勒教授、捷克的西勃拉瓦博士、英国的斯维亭女士、瑞士的施鲁克特博士，还有加拿大的奥契蒂教授等都到过庐山考察，他们大都认为庐山的问题很重要，庐山有无发生过冰川作用 涉及有关亚洲乃至整个北半球的第四纪气候模式的演变问题，自然也包括朝鲜半岛、日本列岛和台湾等地区是否也存在过更新世冰川作用。米勒和施卢克特等对庐山大校场口剖面，观察很细致，发现了他们认为是冰川作用的证据。



国内学者杨怀仁、周慕林、景才瑞等教授，对庐山的冰期冰川，早已发表过多篇文章，加以肯定。近些年来，赵良政、傅逸贤、吴锡浩、杨达源、曹照垣等也有不少文章，论证庐山地区的冰川遗迹是确凿可信的，更新世气候环境，可以允许庐山出现冰期气候。傅逸贤副教授根据气候学原理，从第四纪时的太阳辐射、大气环流、下垫面等具体情况出发，讨论庐山上的冰期温度、降雪、日照百分率、太阳总辐射、冰雪消融量、冰雪质量平衡等古气候概况，继而以第四纪冰期庐山气候的研究为基础，进一步计算了冰期黄山、天目山的温度与冰雪质量平衡，指出冰期低温的春秋季节十分有利于降雪和冰雪积累。在有冰雪反射率的情况下，证明天顶角反馈的重要性，以及反馈机制在米兰柯维奇冰期理论中的重要作用。经过理论推出，第四纪中国东部山地的庐山冰期雪线高度大约是海拔 1225 m。这与用地质地理学方法得出的庐山冰期雪线高度 1100—1200 m 极为接近。依此类推，更古老的大姑、鄱阳等冰期的雪线降在千米以下高程，更是不足为奇了。

中国科学院古脊椎动物及古人类研究所副研究员郑绍华，在庐山东面安徽和县猿人地点，发现了大量的高纬度寒冷型和高原山地寒冷型的小哺乳动物群，并进一步论证这些小哺乳动物群应当是在大姑冰期时出现的。说明长江中下游第四纪时出现了寒冷的冰期气候。1983 年 5 月，孙殿卿教授曾率领来自北京、江苏、安徽、江西等有关单位的地质科研人员十余人，到黄山作了一次考察，发现了一些冰川活动的新证据，再次确认，在距今二三百万年以来的第四纪大冰期时期，黄山确曾发生过冰川作用，冰流还一度下达到山麓地带，形成了冰泛。南京大学徐馨副教授，在浙江天目山进行了多年的考察，发现了丰富的第四纪冰川遗迹，划分了冰期，基本上可与庐山对比。至于在中国东部其他地区，如东北大小兴安岭和松辽平原、太行山东麓及华北平原、神农架地区及江汉平原，以及大别山区和淮河平原乃至长江三角洲等地区的第四纪地质和气候环境演变的研究中，几乎都发现了大约距今三百万年以来，多次冰期周期性的气候变化及多期寒冷还原环境下的沉积物。当然，这绝不应该看成是偶然的巧合。还有，在近海地区冰期、间冰期周期性气候变化，还和第四纪时期出现的多次海浸海退相对应，得到了较好的相互验证。此外，王克钧在广西桂林，经过多年工作，建立了桂林冰期。在纬度更低的广东海丰地区，也出现了第四纪冰川作用的信息。反映出南岭以南地区也出现过寒冷期气候。近年来，中国地质科学院地质研究所副研究员韩同林，通过对青藏高原十多年的实际考察工作，提出大量证据，证明青藏高原在第四纪早期出现过统一的海洋型大冰盖。并指出大冰盖形成时的古雪线，海拔高程可能不超过 1500 m。青藏高原大冰盖的确定，不仅突破了我国西部地区第四纪古气候、古环境的旧框架，而且必将对我国东部地区第四纪冰期冰川和环境演变的研究，带来重大的影响与支持。

要知道，第四纪历史，已经经历了几百万年的演变过程，各种内动力和外动力的地质作用，频繁叠加。第四纪时期各个阶段形成的各种营力作用的沉积物的堆积形态，地貌部位，地貌形态和格局，都有或多或少的改变，企图用现今的某些地质作用所形成的地貌格局，沉积物的分布状况，分布高程及所处的纬度，沉积物的堆积形态等去量度几百万年前所形成的沉积物及地貌格局和它们之间的相互关系，显然使人们的认识受到很大的局限。例如，我国著名的南坨冰碛层，是震旦纪时期形成的，距今已有 6—8 亿年的历史，它多出现在我国华中、华南一带。其分布高程相差很大，有的仅海拔 10—20 m，有的则在海拔几百米乃至出露于上千米的山岭，跨越纬度的范围在 10 度以上。当时的地貌格局已不复存在，其冰川地貌形态也完全没法寻求，其古雪线更是无法寻根求源了。然而大家仍然承认它是南坨冰碛

层。

另外，还要指出，第四纪以来，青藏高原和川西、滇西地区的强烈抬升，是地学界一致公认的，青藏高原距今三百万年来，已上升3—4 km，第四纪山地冰川雪线高程与现今高程已有很大的差距，古气候格局也与现今有很大差别。所以，要搞清中国东部第四纪冰川作用的存在与否和气候演变过程，除认真鉴别第四纪冰川遗迹外，还要仔细地探寻第四纪沉积物所储存的各项气候信息，将气候变化周期与地壳构造运动轮回相结合，加以分析判断，或许可以找到更加符合客观实际的结论。

李四光教授在长期研究第四纪冰川学的过程中，曾总结出鉴别第四纪冰川活动的科学方法和途径。概括地说，论证第四纪冰川活动至少必须提出三项必不可少的证据和一项应有的、但不一定可以处处得到的证据来加以验证。这三项必要的验证资料包括：(1) 大片冰层在山区停积和它向低处移动的道迹；(2) 冰碛，即冰川下面的沉积和它侧面及前面遗留的堆积物；(3) 冰水沉积和其他冰缘沉积。这三项中的各项证据把它们分开来单独地看，它们各自都具有不同确凿程度的验证意义，但更重要地是把它们联系起来看，它们显示冰川在它滋长、活动和消失的过程中所起的作用。至于应有的但不是经常可以得到的证据，是在寒冷气候中生存的动植物遗体或遗迹。我们遵循李四光的方法论和认识论的教导，在庐山地区对第四纪冰川地质，重新做了反复的考察。我们在继承前人工作的基础上，运用尽可能先进的手段，首先对地层沉积物的形成时代、沉积特征、相互关系等方面，探寻气候变化的信息。宏观上采取了野外地质调查，加上钻探、坑探和槽探等手段，来揭露在自然出露剖面中的缺失地层，先后打了9口探井，发现了一些新地层。系统地采集了大量的剖面样品和岩芯样品，进行砾组及粒度分析、光谱分析、化学分析、重砂分析、微体化石分析、孢粉分析、透射电镜分析、扫描电镜分析、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析、磁性测试分析、 $^{14}\text{C}$ 测年等实验测试，取得了大量的科学数据。在宏观考察中较为重大的新发现有下列几项：(1) 大排岭冰碛层；(2) 金锭山冰碛层；(3) 白石嘴白色泥砾剖面；(4) 芦林溢口黄褐色冰碛层；(5) 下青山-野猫颈表皮构造；(6) 浆粕厂冰碛、冰水沉积接触剖面；(7) 张家老屋后的条痕漂砾群；(8) 周家墩冰楔群。这些新发现取得了微观测试数据的支持，特别是彼此联系起来，相互印证，对恢复庐山第四纪气候环境的演变过程，其意义显得尤为重要。

庐山地区第四纪沉积，在山麓地带分布较广，山上只有零星出露。总的说，厚度不大，连续性不强，在自然剖面上层位缺失较多。因此，要建立地区的地层层序，不借助于钻孔的揭露，是很困难的。星子县汪家村503孔，九江市锁江楼等钻孔，取得的岩芯，经过各项手段分析研究，发现了比较连续的第四纪早期的沉积，并能在气候曲线上反映出冰期、间冰期的旋回。这样，把钻孔的揭露和自然剖面的观察结合起来，庐山地区第四纪地层层序的建立，终于第一次得到了较为完满的解决。

自从李四光教授划分庐山、大姑、鄱阳三个冰期之后，一直没有自己的实测年龄数据。我们这次经过从钻孔岩芯和自然剖面系统地采取了古地磁、孢粉等样品，反复测试研究，终于取得了具体年龄数据。尽管这些年龄数据，是初步的，未经其他测试手段验证过，但仍然具有重要意义，特别可贵的是与古气候波动曲线相吻合，为庐山地区的冰期、间冰期和第四系的划分，提供了较为可靠的依据，从而修正了过去远距离对比拟出的年龄误差。现在实测的结果是：鄱阳冰期，出现于距今1.60—1.80 Ma之间；大姑冰期，出现于距今0.90—1.1 Ma之间；庐山冰期，出现于0.20—0.40 Ma之间。新发现的大排冰期则出现于距今2.50—

3.00 Ma 之间。加上各个冰期之间相应的间冰期地层沉积年龄，从而，庐山地区第一个第四纪年代地层表建立起来了。

对庐山地区第四纪沉积，过去在成因方面研究较多，在沉积先后的次序上一直没有建立起一个较为系统的层序。这次借助于钻孔资料，总算补充了在地表缺失部分的地层记录，使从第四纪底界开始往上直到全新世得以建立起一个较为完整的第四纪地层层序柱状剖面。所谓较为完整，就是说，这个综合剖面，不仅反映了古气候、古环境的演变程序，而且有了具体的年龄数据。庐山地区第四纪下限年龄，我们认为放在 3.0 Ma 上下，较为合适，也就是从大排冰期来临算起，其地层代表即大排岭冰碛层。现在看来，早更新统是由两个冰期和两个间冰期的堆积物组成，时间上占据得较长，但从地层记录上看，大排-鄱阳间冰期开始到鄱阳-大姑间冰期结束，其沉积是连续的。大排冰碛之后，有过一个剥蚀面，鄱阳-大姑间冰期沉积结束之后，又有个剥蚀面，这两个剥蚀期，究竟占多少时间，现在是未知数。从大姑冰期之后，在地层剖面上的反映，每一段沉积之后，都经历过一次剥蚀，其每一次的剥蚀期有多长，在时间的估算也是困难的。中更新世在时间上似乎只占六七十年，较之早更新世短多了。晚更新世所占时间更短，0.30 Ma 左右。全新世一万余年。这样划分和建立的层序，在时间分配上还有些问题，但在岩石地层、气候地层和年代地层上，都有数据作根据，应当说，还是有一定的实用意义的。

该项工作，是根据地质矿产部科学技术发展计划 83004 项之二“长江中下游地区第四纪冰川地质研究”的计划安排的，是与江西省地矿局水文地质大队共同合作完成的。80 年代初开始，到 1985 年基本上结束了野外考察，以后转入室内综合研究。1985 年底，地质力学研究所邀请了国内部分专家、学者 30 余人，举行了现场鉴定和验收会议。认为“研究工作做得很认真、踏实和细致；应把丰富的宏观和微观资料综合起来，将是一份材料充实的，有关中国东部第四纪冰川遗迹研究的高水平成果”。“这项成果，对我国第四纪地质研究，无论是理论和应用方面，都将起到深远的影响。”

现代第四纪研究，随着技术手段的进步，无论在国内和国外均取得长足进展。特别是有关冰期、间冰期的研究，与人类生存的环境演变问题，即全球变化问题越来越密切。敏感的气候变化，可以给地球环境各个方面都带来深刻影响，因此，第四纪冰期、间冰期气候更迭发展规律性及其变化主导因素的研究，在当代具有更加突出的重要意义。

我们在寻求气候环境演化格局时，依据本地区第四纪沉积物的地球物理特征、地球化学的信息反馈、生物的组合演变、气候的变化规律以及区域和整块大陆的晚近构造活动及构造格架的形成与发展，来恢复庐山地区第四纪环境的演变过程，从而，再现庐山第四纪地质历史的发展进程，看来效果还是满意的。

我们本着上述意义和考虑，将 80 年代的一段工作所获得的资料 and 认识，作了比较系统的总结，写出《庐山第四纪冰期与环境》一书。并附庐山第四纪地质图及庐山第四纪冰川遗迹分布图。由于作者水平局限，加之问题复杂，错误和疏漏之处，尚望读者正之。

本书依据野外收集的丰富资料，特别是 9 个钻孔的宝贵的地下资料，经系统的宏观及微观分析综合整理而成，它是一份集体劳动的成果。孙殿卿教授对此项研究非常关心，具体和亲临现场考察指导，并对全书进行了仔细的审定和指导；段万倜研究员自始至终参加了野外调查，对全书进行了修改和审定，并主笔前言的编写；邢历生副研究员负责第八章的编写；刘兰锁副研究员负责第九章第一节的编写；何培元副研究员负责其余章节的编写工作。

书中的插图及图件由何培元、邢历生、刘兰锁主持编制；另外，部分图件及数据计算工作由田国强、刘莉和王家栏同志协助完成，英文摘要由赵永波同志完成。历年参加野外调查的除作者外，还有地质力学所的潘建英、田国强、王家栏和卢桂江等同志；江西省地矿局水文队的张兰庭、丁汉文等同志。化学分析、岩矿分析、氧同位素、扫描电镜分析、透射电镜分析、能谱分析、差热分析、X光衍射分析等，得到江西省地矿局中心实验室、河北省地矿局中心实验室、北京大学地质系、地矿部宜昌所、岩溶所、地质所、矿床所等单位的大力支持和协助；照片复制由马永革完成。在此，向参加此项研究工作辛勤劳动的同志们表示深切谢意。

在现场鉴定及验收工作中承蒙孙殿卿教授、周慕林研究员、景才瑞教授、陆中光高级工程师、赵良政副教授、徐馨副教授等专家以及地质力学所原党委书记郭云麟研究员的指导和帮助，并提出宝贵意见。在此，一并致谢。

# 目 录

<b>第一章 区域概况</b> .....	( 1 )
第一节 自然地理.....	( 1 )
第二节 地质概述.....	( 2 )
第三节 地貌.....	( 6 )
<b>第二章 第四纪地质</b> .....	( 8 )
第一节 概况.....	( 8 )
第二节 第四纪地层研究方法.....	( 9 )
第三节 第四纪地层划分原则.....	( 10 )
第四节 第四纪地层区域划分和对比.....	( 13 )
<b>第三章 第四纪沉积物成因类型</b> .....	( 22 )
第一节 沉积物的主要成因类型.....	( 22 )
第二节 不同成因沉积类型的时空分布.....	( 22 )
<b>第四章 新构造运动</b> .....	( 26 )
第一节 新构造运动的表象.....	( 26 )
第二节 新构造的主要类型.....	( 27 )
第三节 新构造运动的基本特征.....	( 30 )
第四节 新构造运动时期.....	( 32 )
<b>第五章 第四纪沉积物特征</b> .....	( 33 )
第一节 沉积物的岩性特征.....	( 33 )
第二节 砾石组构特征.....	( 34 )
第三节 粒度特征.....	( 44 )
第四节 地球化学特征.....	( 54 )
第五节 重矿物特征.....	( 70 )
第六节 粘土矿物特征.....	( 74 )
第七节 石英砂表面结构特征.....	( 80 )
<b>第六章 第四纪冰川遗迹及冰期划分</b> .....	( 85 )
第一节 冰川作用的地貌残迹.....	( 85 )
第二节 冰碛物之残迹.....	( 91 )
第三节 冰川活动之确据.....	( 92 )
第四节 冰碛与冰水沉积物的微观结构.....	( 96 )
第五节 冰期划分的依据及分期.....	( 98 )
<b>第七章 第四纪古气候环境</b> .....	( 103 )
第一节 孢粉分析.....	( 103 )
第二节 高价铁与低价铁的比值研究.....	( 114 )

第三节 第四纪地层的氧同位素记录·····	(118)
<b>第八章 庐山地区的磁性地层及冰期之年代·····</b>	<b>(122)</b>
第一节 古地磁标本的采集、测试和样品的退磁·····	(122)
第二节 测试分析结果·····	(131)
第三节 庐山第四纪地层和冰期的古地磁年代·····	(142)
<b>第九章 庐山第四纪环境演变及有关问题讨论·····</b>	<b>(146)</b>
第一节 庐山第四纪环境演变·····	(146)
第二节 问题的讨论·····	(148)
<b>附图 I 庐山第四纪地质图</b>	
<b>附图 II 庐山第四纪冰川遗迹分布图</b>	
<b>参考文献·····</b>	<b>(153)</b>
<b>英文摘要·····</b>	<b>(157)</b>
<b>图版 I-XVIII</b>	

## Contents

Chapter 1 Regional survey .....	( 1 )
1 Natural geography .....	( 1 )
2 Brief geological introduction .....	( 2 )
3 Geomorphic features .....	( 6 )
Chapter 2 Quaternary geology .....	( 8 )
1 General situation .....	( 8 )
2 Research methods on Quaternary stratigraphic subdivision .....	( 9 )
3 Principles on Quaternary stratigraphic subdivision .....	( 10 )
4 Quaternary stratigraphic division and correlation .....	( 13 )
Chapter 3 Genetic types of Quaternary deposits .....	( 22 )
1 Main genetic types of Quaternary deposits .....	( 22 )
2 Temporal and spacial distribution of varied types of Quaternary deposits ...	( 22 )
Chapter 4 Neotectonic movements .....	( 26 )
1 Expression of neotectonic movements .....	( 26 )
2 Major types of neotectonics .....	( 27 )
3 Main characteristics of neotectonic movements .....	( 30 )
4 Phases of neotectonic movements .....	( 32 )
Chapter 5 Characteristics of Quaternary deposits .....	( 33 )
1 Lithological characters of Quaternary deposits .....	( 33 )
2 Fabric characters of gravel .....	( 34 )
3 Size characters .....	( 44 )
4 Geochemical characters .....	( 54 )
5 Heavy mineral characters .....	( 70 )
6 Clay mineral characters .....	( 74 )
7 Surface texture characters of quartz sand .....	( 80 )
Chapter 6 Quaternary glacial traces and stages .....	( 85 )
1 Geomorphic traces of Quaternary glaciations .....	( 85 )
2 Glacial drift remains .....	( 91 )
3 Evidence of Quaternary glaciations .....	( 92 )
4 Microtexture of tills and glaciofluvial deposits.....	( 96 )
5 Subdivision of glacial stages .....	( 98 )
Chapter 7 Quaternary palaeoclimatic environments .....	( 103 )
1 Sporo-pollen analysis .....	( 103 )
2 Study on the ratio of high valence Fe and low valence Fe .....	( 114 )
3 Oxygen isotope record in Quaternary strata.....	( 118 )
Chapter 8 Magnetostratigraphy and ages of glacial stages in Lushan areas .....	( 122 )

<b>1 Collection, measurement and demagnetization of paleomagnetic samples</b> .....	(122)
<b>2 Analysis of testing results</b> .....	(131)
<b>3 Quaternary strata and paleomagnetic time of glacial stages in Lushan areas</b> .....	(142)
<b>Chapter 9 Quaternary environmental evolution and a discussion on several concerned problems</b> .....	(146)
<b>1 Quaternary environmental evolution</b> .....	(146)
<b>2 A discussion on several concerned problems</b> .....	(148)
<b>Attached map I</b>	
<b>Distribution map of Quaternary glacial vestige in Lushan mountain</b>	
<b>Attached map II</b>	
<b>Map of Quaternary geology in Lushan mountain</b>	
<b>Reference</b> .....	(153)
<b>Abstract</b> .....	(157)
<b>Plate I – VIII</b>	



# 第一章 区域概况

## 第一节 自然地理

庐山位于江西省北部，北邻长江，东南与鄱阳湖接壤；西北、北与九江市、八里湖、赛湖毗邻，南、西南延至星子县境。其地理坐标在北纬  $29^{\circ}25'$ — $29^{\circ}47'$ ，东经  $115^{\circ}52'$ — $115^{\circ}10'$  之间。交通便利，北靠长江，水路西行可至武汉，东可达南京、上海；南有公路、铁路与南昌市相接，东有公路抵达景德镇市及黄山风景区。山麓北面的九江市是长江中游的重要港口。

庐山四周悬崖峭壁，是一个由断层作用而形成的块垒型中山，山麓低山丘岗起伏重叠，江河、湖泊环绕其间，构成一幅美丽的自然画卷。主峰大汉阳峰海拔 1473.8 m。山势沿北东—南西延伸，形似一椭圆形，长约 30 km，宽约 5—10 km，面积约近 300 km<sup>2</sup>，周边长约 70 km。

庐山水系发育，呈放射状由山顶向山麓的北、北西，东及东南方向伸展。在北西和西面山麓主要有：蔡家垄、郑家山、莲花洞、东林寺和石门涧等谷地；北东及南东山麓主要有：王家坡、三叠泉、白鹤涧等谷地。

庐山在自然区划上位于中亚热带常绿阔叶林——红壤、黄壤地带的北部边缘，而与北亚热带落叶与常绿阔叶混交林——黄壤地带的南缘相接。庐山现今地处亚热带季风区域，因山体高差较大，山麓最低海拔高度仅 20 余米，而最高峰竟达 1777 m，一般山峰及岭脊海拔高度也在 1200—1400 m 之间，其高差最大可达 1700 m，而平均高差也有 1200—1400 m 之间。因此，在气候上有明显的垂直分带性的变化，据现今气象记录资料，山上的牯岭（海拔高程为 1164 m）年平均气温为  $11.4^{\circ}\text{C}$ ，极端最高气温为  $32.0^{\circ}\text{C}$ ，极端最低气温为  $-16.8^{\circ}\text{C}$ ，年平均降水量为 1833.6 mm，一日最大降水量为 329.9 mm，最大降雪深度为 37 cm。而庐山山麓的九江市（海拔高度约 20 m），年平均气温为  $17.00^{\circ}\text{C}$ ，极端最高气温为  $40.20^{\circ}\text{C}$ ，极端最低气温为  $-9.70^{\circ}\text{C}$ ，平均年降水量约为 1412.3 mm，一日最大降水量为 248.6 mm，最大积雪深度 25 cm。庐山由于气候的垂直分带性极为明显，其现代植被也有其相应的分带规律，其植被类型有：常绿阔叶林、常绿阔叶落叶混交林、落叶阔叶林、亚热带针叶林和针阔混交林、毛竹林、莽木灌丛和山地草甸。在海拔小于 600 m 高度上以常绿阔叶林为主，而在海拔 1000—1200 m 的高度上则以常绿阔叶落叶混交林占优势，位于海拔 1200—1400 m 为落叶阔叶针叶混交林所占据；高于 1400 m 以上则被灌木林带所代替。山体南部植被群落比北部复杂，山下植被群落种类比山上繁杂。

庐山的土壤主要有红壤、黄壤、山地棕壤、山地草甸土、山地沼泽土及山地森林土等。随着海拔高度可分为三个垂直土壤带。第一带海拔高程低于 400 m 的山麓，丘陵岗丘主要是红壤和黄壤分布地区；第二带海拔在 400—1200 m 的山坡地带是黄壤和山地棕壤的分布地带；第三带海拔超过 1000 m 以上的山地，是山地棕壤和亚高山草甸分布地域。除去以上三带之外，一些山间谷地高于海拔 1400 m 的谷底可见沼泽土，在一些海拔 1200 m 以上的开阔

山岭或山脊有山地草甸土发育。众所周知，庐山地区分布较为广泛的网纹红土其所在地层系统的位置，引起很多地质和地理学家的注目。据此，有的学者认为自第四纪以来庐山的亚热带的气候格局没有发生多大的历史性变化。早、中、晚更新世以来，庐山网纹红土在地层系列中有它的特定位置，它的发育往往与间冰期气候有着密切的关系，有的则与冰后期的湿热化过程相连接。即是间冰期堆积的红土其内也有多层不同色调带网纹白色条带的层次互相叠置或以侵蚀面不整合接触形态而展现，最为突出和典型的剖面莫过于星子县附近的叶家垄剖面，它们记录了鄱阳湖面的变迁以及气候波动的变化。由此可见，庐山第四纪时期曾有过多次气候的变迁是不可否认的。

## 第二节 地质概述

区内地层发育较为齐全，除三叠、侏罗、第三系外，其他各系均有出露。岩浆岩也有一定分布。区内地质构造复杂，由于受北东-南西向扭应力的作用，构成了以北东及北北东向构造体系为主的构造格局。

### 1. 地层系列及其展布

#### (1) 前震旦系双桥山群

该系地层为区内最古老的地层。它是一套浅海相泥质碎屑岩沉积，为深灰色变质泥砂质岩石，偶夹有大小不等的透镜状大理岩和砂砾岩，局部夹有火山喷发的流纹岩。由于受混合岩化作用，已变质为片岩、片麻岩、混合岩夹大理岩，砂砾岩和变流纹岩。它主要分布于庐山东麓的海会至温泉一带，出露厚度大于 3204 m，上被震旦系地层呈角度不整合覆盖，未见底层。

#### (2) 震旦系

本系地层主要由长石石英砂岩、冰碛岩及砂质岩组成，依据它的岩性、建造及其层位的关系，可划分为下统南沱组、冰碛岩组、上统西峰寺组。总厚度约为 1587 m。它主要分布于五老峰、女儿城及蔡家岭等地。

##### ① 南沱组

下部为片麻状含砾石英岩偶夹石英片岩，属滨海相沉积，由于受混合岩化作用，岩石具片状、片麻状构造，厚达 1411 m。

中部以石英砂岩、长石石英砂岩、砂砾岩所组成。

上部为长石石英砂岩、凝灰岩夹砂砾岩。

##### ② 冰碛岩组

主要由黄、浅灰色厚层状冰碛岩、凝灰质砂岩及页岩所组成。下部以冰碛岩，上部偶夹凝灰岩。岩层无层理，砾石成分复杂，主要有砂质岩、石英岩和变余砂岩等，砾石分选差，大小混杂，多呈半棱角及棱角状。厚度约 0.6—28 m，与下伏的南沱组呈假整合接触。

##### ③ 西峰寺组

本组主要由深灰色砂质岩、砂质岩及灰岩所组成，局部地段含凝灰质。属浅海相沉积，其厚度约 66—148 m。与下覆冰碛岩组呈整合接触。

#### (3) 寒武系

本系在庐山地区分布较广，出露比较齐全，呈北东带状分布于山麓地带。下部以可燃有

机岩、炭质页岩及浅海相砂泥质岩石所组成；中、上部以泥质碳酸盐沉积岩石所组成。

根据岩相、岩性及古生物化石，可将本系分为三段。

#### ① 下统王音铺组及观音堂组

王音铺组主要由炭质页岩组成。下部夹有一层不稳定的高炭质页岩，局部地段含磷结核、褐铁矿等。属海湾、泻湖相沉积，厚度大于 155.16 m。含有原始海绵骨针 *Protospon-gias* sp. 化石。

观音堂组由黄绿色页岩及绢云母砂质页岩所组成，属浅海相沉积。其岩性，上部为灰、灰绿色泥铁质绢云母页岩，厚度约 49.27 m。中部以黄绿色泥铁质绢云母石英粉砂质页岩，厚度约 18.63 m。下部为黄绿色泥铁质绢云母页岩，厚度 78.58 m。本组含有三叶虫化石，主要化石是，都匀节头虫 *Arthricocephalus duyuenensis*，侨氏节头虫 *A. Chauveui* 及中国莱德利基虫 *Redlichia Chinensis* 等。

#### ② 中统杨柳岗组

本组由灰、灰黑色薄层，中厚层状泥质条带灰岩、泥质灰岩夹似层状或透镜状灰岩组成。属浅海相沉积，厚度约 251—452 m。此层在邻区发现有伦氏三分球接子 *Ptychagnostus Lundgreni*，始祖褶纹球接子 *P. atavus*，隐球接子 *Hypagnostus* sp.，三分球接子 *Triplagnostus*，双分球接子 *Diplagnostus* sp.，刺平滑光尾球接子 *Lejopygelaevigata*，以及三叶虫、叉尾虫等。

#### ③ 上统乐观组

本组由灰白、白色白云岩、钙质白云岩、泥质灰岩互层组成。为浅海相沉积，厚度约 55 m。

#### (4) 奥陶系

本系主要以巨厚层状白云岩、白云质灰岩及紫红色瘤状泥灰岩所组成，含有头足类、腕足类化石，为一套浅海相碳酸盐沉积。该系地层主要出露于庐山的山麓熊家垄、高垄、新港、通远等地。依据岩性、岩相及古生物特征，可以分为两地层段。（上段在此区缺失）

#### ① 下统苍山群

此群由灰、灰白、紫红色石灰岩、白云质灰岩组成。含有螺类及腕足类化石，化石有，中国松旋螺 *Ecculiomnhalas Chinensis*；东方马氏螺 *Maclurites Orientalis*；腕足化石有斑圆贝 *Puncfolia* sp.，叠层贝 *Imbricatia* sp.。此地层属浅海碳酸盐沉积，厚度约 170 m。

#### ② 中统汤山群

本群由灰黑、紫红、灰绿色中、厚层状泥质灰岩、泥质条带灰岩、瘤状灰岩，含生物碎屑灰岩夹白云质灰岩所组成。发现有头足类、腕足类、腹足类及三叶虫化石，其种属有：细长米契林角石 *Micheinoceras Elongatum*；密壁米契林角石 *M. densum*；正形贝 *Ortnis* sp.；帝王虫 *Basilicus* sp.、*Paraphisfama*、*Qualteriafum* 等。此群厚约 150 m，属浅海相沉积。

#### (5) 志留系

本系在庐山地区发育比较齐全，主要出露于庐山通远至九江沙河街一带，高垄一带。它主要由一套浅海相碎屑岩组成，与上覆上泥盆统五通桥组地层呈平行不整合接触，在系内各组为整合接触。

根据岩性、岩相及古生物特征，可将其划分为上、中、下三统。

### ① 下统梨树窝组

上段为灰绿、黄绿色含砂质页岩夹少量薄层细粒硬砂质石英砂岩。含有雕笔石 *Glyntograthus* sp, 栅笔石 *Climacograthus* sp。

下段为灰绿、黄绿色中厚层细粒长石石英砂岩夹砂质页岩。其两段厚度 18—38 m。

### ② 中统殿背组、桥头组和夏家桥组

a. 殿背组 可分为上、下两段, 厚度约有 144—525 m。上段为灰绿、黄绿色砂质页岩夹少量含泥质粉砂岩。下段为灰绿、黄绿色砂质页岩夹细粒硬砂质石英砂岩。

b. 桥头组 本组也可分为上、下两个层段。厚度约 418—890 m。上段为灰、紫红色粉砂岩、砂质页岩及页岩互层, 偶夹有细砂岩。下段为紫红、灰绿色砂质页岩, 页岩夹薄层状细砂岩。

c. 夏家桥组 此组可分为上下两个层段, 厚度 172—620 m。上段为灰绿、黄绿色长石石英砂岩, 硬砂岩为主, 夹粉砂岩、砂质页岩。下段为黄绿色页岩夹薄层粉砂岩。

### ③ 西坑组

本组由黄绿、紫红色层状长石石英砂岩、硬砂岩夹少量砂质页岩组成, 厚度 150—600 m。

### (6) 泥盆系

本系地层在区内仅在乌石山、野猫颈、相公庙、沙河、麓角龚等地有零星分布。它主要由黄褐、灰白色砂砾岩、含铁石英砂岩所组成, 为滨海相沉积。厚度约在 50—330 m。与上覆志留统的西坑组或中石炭统黄龙组呈平行不整合接触。

### (7) 石炭系

本系地层由浅海相灰岩、含白云质灰岩和白云岩所组成。区内仅零星分布于鞋山、蛤蟆石及沙河、麓角龚等地, 出露有中上石炭统的黄龙组、船山组。

#### ① 黄龙组

由灰白、肉红色厚层状灰岩、白云质灰岩及白云岩组成, 厚度约 61—81 m。

#### ② 船山组

由灰白、肉红色厚层状球状灰岩组成, 厚度 49.6 m 左右。

本系地层与上、下覆地层均呈平行不整合接触, 系内两组地层之间为整合接触。

### (8) 二叠系

本系主要分布于庐山西侧的沙河, 麓角龚一带, 它由浅海相灰岩所组成, 出露有三叠系下统的栖霞和茅口两组, 下与石炭统船山组呈平行不整合接触, 上被第四系地层所覆盖。

#### ① 栖霞组

由深灰色至灰黑色中、厚层状灰岩、沥青灰岩、燧石团块和条带所组成, 厚度约 182—295 m。

#### ② 茅口组

由灰白色、深灰色灰岩夹燧石团块及条带组成, 厚度约 217—408 m。

### (9) 白垩系

本区内仅有白垩系上统的南雄组出露, 它零星分布于八里湖畔的富家村—涂家村, 长江边的白水港—巫筮庙及鄱阳湖畔廖家嘴—星子一带。它由浅粉黄红色砂岩、砂砾岩及砾岩组成, 厚度大于 2418 m。属内陆红色沉积建造, 它的上限及下限均被第四系地层所覆盖。

### (10) 第四系

本区内第四系分布广泛，其主要分布于山体以东，以西及西北部地区。依据岩性、岩相、地层接触的相互关系，岩石矿物组合特征，磁性地层的极性世变化等项标志可分为大的层次有10层，按气候地层分层可分为5次亚冰期，4次间冰期及一个冰后期。成因类型可分为冰碛、冰碛及冰水沉积、冰水沉积、冲积、湖沼沉积、河湖相沉积、洪积、泥石流沉积、残坡积及风积层，其总厚度约一百余米。

## 2. 地质构造格局

本区构造复杂，构造断裂明显，由于受北东-南西向扭应力作用的影响，形成了北东、北北东向构造体系为主的构造格局。(附构造体系简图1-1)。

### (1) 北东向构造

北东向构造是本区最为显著的构造形式，主要展布于牯岭一带。大致由 $N40^{\circ}-50^{\circ}E$ 的褶曲和冲断层等压性结构面以及相伴生的张性及扭性断裂所组成。褶曲呈短轴状，长约5.5—13 km，宽约0.5—2 km，轴面倾向南东。由震旦系地层所组成。

### (2) 北北东向构造

北北东向构造，几乎全区均有它的踪迹，主要展布于星子、庐山、通远、十里铺一带。主要由一系列大致平行走向 $N20^{\circ}-35^{\circ}E$ 正断层和褶曲等张性断裂结构面以及伴生的张扭性和扭性断裂所组成。这些断裂延长一般由几公里至几十公里不等。位于庐山东侧星子一带的断裂。断面向南东方向倾斜，倾角 $50^{\circ}-66^{\circ}$ 之间；庐山及其西侧，通远、十里铺一带断裂面倾向北西方向，倾角大致在 $30^{\circ}-70^{\circ}$ 之间；褶曲呈短轴状，由寒武系、志留系地层组成(见图1-1)。

本区岩浆岩及混合岩有较广泛的分布。岩浆岩主要分布于庐山的东部、南部和西部地区。其类型有侵入岩和喷出岩两大类，岩浆岩的形成时期有前震旦纪、侏罗纪二个时期，前震旦纪以喷发变流纹岩为主；侏罗纪以侵入岩最为发育，主要岩石类型有中酸性黑云母花岗岩闪长岩、花岗闪长斑岩、酸性花岗伟晶岩、伟晶花岗岩、辉绿岩、花岗岩、花岗斑岩、英安玢岩、霏细岩、伟晶岩等。

混合岩主要分布于庐山东南部，岩石类型主要有混合花岗岩、混合岩等。

综上所述，由于庐山地区第四纪前的基底构造、岩浆活动、变质作用的多次发生，因此，

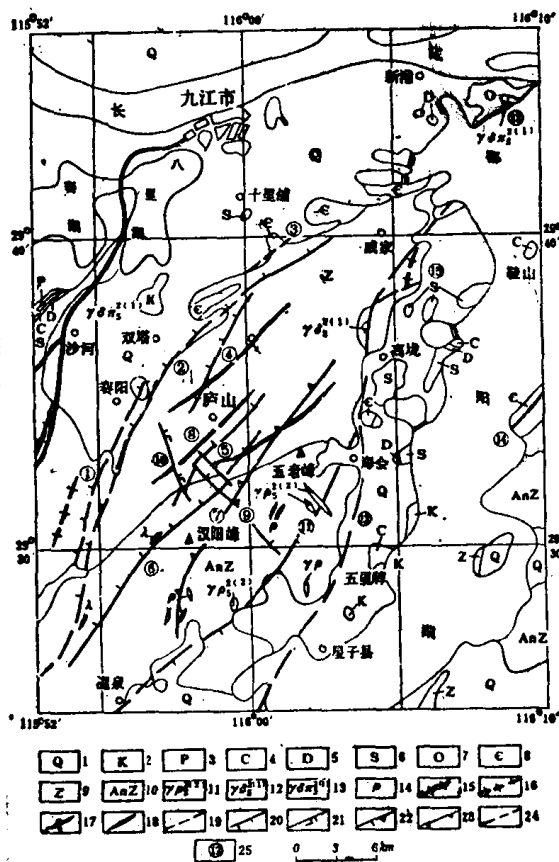


图 1-1 庐山地区地质、构造简图

1. 第四系；2. 白垩系；3. 二叠系；4. 石炭系；5. 泥盆系；6. 志留系；7. 奥陶系；8. 寒武系；9. 震旦系；10. 前震旦系；11. 侏罗纪花岗伟晶岩；12. 侏罗纪花岗闪长岩；13. 侏罗纪花岗闪长斑岩；14. 伟晶岩；15. 新华夏系背斜；16. 新华夏系向斜；17. 华夏系倒转背斜；18. 华夏系背斜；19. 华夏系向斜；20. 新华夏系张性断裂；21. 新华夏系张扭性断裂；22. 新华夏系压扭性断裂；23. 压性断裂；24. 性质不明断裂；25. 断裂编号

自白垩纪以后，庐山地区处于被侵蚀的地区，第三纪的沉积在全区缺失。第四纪初期，由于构造作用，庐山抬升，鄱阳湖断陷，在其山体周围由于第四纪冰川的滋生发展，形成冰碛堆积以及第四纪的气候多次冷暖的波动，冰川的滋长和消退形成了较为广泛的冰期、间冰期堆积物。为研究庐山地区第四纪地质、第四纪发展史及第四纪环境的演化提供了较为丰富的地质记录。

### 第三节 地 貌

庐山的第四纪地貌发育和现今存在的格局受北东方向的华夏系构造体系，和北北东向的新华夏构造体系的控制。另一方面，它还受着强烈的外动力作用的雕塑。可以说，庐山的地貌发育一方面受新构造运动的影响；另一方面，由于第四纪气候的多次冷暖交替的变化，冰川的发育，滋长和消退，以及流水作用强弱变化的侵蚀、搬运和堆积等方面均有着重要作用。简言之，它是内外营力综合作用的结果。内动力作用形成了庐山地势的基本骨架，同样也控制了山麓地貌、山前平原和丘陵以及湖泊的展布和分界。

庐山第四纪地貌发育史，已经历了近几百万年。庐山山体所保存的冰川地貌，如角峰，刃脊、悬谷、U形谷；山下的冰川沉积物堆积成的垄状地貌形态，层层叠叠广布山麓丘岗和平原。经多次的冰川的发育和消失的改造，以及庐山地区受新构造运动的影响和不断的抬升，形成了今天的地貌景观。

据卫星影像解译与实地调查发现，庐山可明显分出三级台面。第一级台面大约在海拔1400—1450 m之间，保存不太完整的古夷平面。第二级台面大约在海拔900—1000 m，此级台面分布较广，保存比较完整如庐山牯岭及虎背岭地区；第三级台面大约在海拔500—600 m之间，此级台面沿庐山山体四周都有明显的显示。庐山山麓地带（即500 m以下地带）可以看到几级山麓面。

#### 1. 东侧山麓面（可分为四级）

第一级山麓面 大约在海拔250—300 m。它有的地段为堆积侵蚀面，如海会南约1 km的大排岭。在它的上面堆积厚约十多米的砾石层；有的则为基岩夷平面，如高垄以北的马祖山，山顶无任何堆积物。

第二级山麓面 大约在海拔150—200 m，此面覆盖了一层棕红色粘土砾石层，厚度不等，如五里牌北的金锭山、大岭山等地所显示的平台，砾石风化较深，砾石块体较大，厚度最大可见约10 m。

第三级山麓面 约在海拔90—120 m，它是一个由堆积物形成的侵蚀台面，它的堆积物为棕红色-灰白色的粘土砾石所组成，砾石大小不等，厚度由几米到十几米。

第四级山麓面 约在海拔50—70 m，它是由棕红色，灰白色粘土砾石层，棕红色、棕黄红色网纹红土相间堆积，以及黄棕色带浅色网纹亚粘土及亚砂土所组成，厚度最厚可达30多米。此级面在庐山东侧分布面广，最为明显和突出。

#### 2. 西侧的山麓面（可分为四级）

第一级山麓面 约在海拔320—350 m之间，此级面上多数无沉积物可寻，为基岩侵蚀面，但在莲花洞的花山、洪家村等地点，山顶面上见有零星的巨大漂砾停积。

第二级山麓面 约在海拔150—200 m之间的斜坡平台，在此平台面上多为棕红色砾石

粘土层所堆积，其上覆盖有棕红色网纹红土层及棕黄色亚粘土及亚砂土层，其沉积物的组成与东侧的三、四级山麓面完全相同。

第三级山麓面 约在 120—180 m 之间，此级面，发育不甚明显，但在张家山一带可以见到，此级面上堆积物与第二级台面上相同。

第四级山麓面 约在 50—70 m 之间，此面沿七里湖边可以见到，多为黄棕色的砾石、砂、亚粘土和亚砂土所组成，构成一级台面。

从庐山顶部的夷平面残迹，山上的冰蚀地形的展布(以后第五章论述)，大的三级台面，以及山麓的侵蚀四级台面看庐山在第四纪以来经历了多次抬升，证明庐山块体在上升。同时从庐山山麓面的展布可以说明庐山的地貌的现今格局不仅与第四纪时期气候演变格局即冰川的滋长、发育和运动过程的塑造有关，而且与庐山东西两条主干断裂的活动有关，自中生代以后，东侧的温泉断裂以及西侧的通远-九江断裂的持续运动关系密切。从东西两侧的山麓侵蚀面的高度看，西侧明显与东侧有所差异，西侧同一级台面要比东侧高，说明西侧上升的速度高于东侧；另外从地形上看，东侧沟谷较长，西侧则较短；东侧坡度较缓而西侧则相对较陡；西侧及西南侧沟谷切割较深，东侧沟谷切割较浅而开阔。从以上这些地形特征表现，庐山自第四纪以来，经历了 4 次明显的抬升，但总的相对抬升量不会超过 400 m。

## 第二章 第四纪地质

### 第一节 概 况

第四纪是地球历经几十亿年的演化进入最新时期,它和人类的生存和生产活动有着密切的关系,对于农业、工业、矿产探查与勘探、水利建设、工程建筑、城市及交通建设、环境保护、国土资源开发和利用等无不息息相关。它的研究,对恢复第四纪环境发展演变历史,预测未来气候、海面变化的规律等自然环境的发展趋势,无疑,对于人类的生产和生活,促进人类更加合理的开发利用自然资源和保护环境提供有效的措施和信息是至关重要的。

自第四纪以来,地壳强烈的升降运动,陆地高度的增大(青藏高原抬升了2000—3000 m)而海底逐渐加深。自白垩纪末以来,全球气候逐渐变冷,至第三纪末第四纪初,地球上出现了第三次大冰期,即第四纪大冰期来临。第四纪是气候多次冷暖交替的时期,在全球范围内已知普遍发育了5次较大规模的亚冰期及其相应的间冰期,那时一些高纬度及中纬度的地区广泛被冰流所覆盖,形成了大规模的大陆冰川、山麓冰川、山谷冰川以及冰帽冰川等,据估计,全球冰流体积最小 $84.174 \times 10^6 \text{ km}^3$ ,最大为 $97.829 \times 10^6 \text{ km}^3$ <sup>[60]</sup>。冰川的广泛流行是第四纪时期的重大事件之一。人类发展的历史及人类出现是第四纪的另一件大事,因此,第四纪也有人称之为“灵生代”或“人类纪”。

鉴于第四纪时期,新构造运动强烈所导致的地壳的抬升和下降运动,造成第四纪气候冷暖频繁交替,以及人类的出现和某些生物的演进等重要事件的发生,必将对第四纪自然环境的各种地质、地貌的特征和格局产生深刻的内在影响。由于上述原因,使得第四纪地质研究更加复杂化。第四纪地层及其相关沉积物的复杂性是显而易见的。庐山地区地处我国大陆东部,它受到我国青藏高原强烈抬升的影响,西部的剧烈上升,东部包括庐山处于相对下降地区,庐山本身又处于下降地区的局部隆升地区。全球性第四纪冰期气候的来临,以及第四纪时期庐山曾有多次山麓及山谷冰川发育(见第六章),再经多次间冰期的改造、冲刷和再沉积,使得庐山的第四纪沉积更加繁杂。

庐山第四纪地层为一套疏松的碎屑沉积建造,具有分布较为分散、厚度较小、沉积间断面多、成分比较简单(主要来自山体)、相变较大等特点。整个第四系地层以粘土砾石层、亚砂土、亚粘土层交替出现,沉积物的沉积韵律不明显,含有巨砾的粘土砾石层立即相变成细小砂砾或细砂层;有的地层的沉积颗粒随迁徙的路线逐渐由大变小的规律,依据沉积物的这些变化情况,反映出庐山第四纪地层沉积特点是以冰川搬运、流水搬运为主的冰川搬运沉积,消融过程和河流冲积搬运沉积的交替体系。

庐山及其山麓平原第四纪地层分布广泛,主要展布于山麓的东侧,西北侧及北部地区,沉积较为连续。第四系沉积成因类型主要以冰碛、冰水沉积、冲积、湖相沉积为主。由于新构造运动庐山块体的上升和冰川流行的多次作用及间冰期河流作用的影响,沉积厚度变化较大,沉积间断多次发生,形成多级山麓堆积-侵蚀面。第四系地层的沉积物多堆积于几条冰蚀槽谷的谷内及其谷口地区,如山体东侧的王家坡谷地——高垄至谷山地区;白鹤涧—观音



桥至星子县叶家垄地区；好汉坡—莲花洞—张家山一带以及北部的十里铺、九江市甘棠湖地区。据钻孔揭露在山麓星子县的汪家村第四纪地层的总厚度可达 95.20 m，一般地区第四纪地层的厚度仅几米至 60 余米。第四系地层沉积厚度除与基岩的地势起伏有关外，还与沉积物沉积过程中新构造活动有密切关系，以及与冰川的规模大小、河流的侵蚀和堆积也有一定关联。为此，为了研究庐山第四纪地层系列，对各个钻孔、剖面进行对比，必须依据一定的原则和依据，建立庐山地区第四纪地层层序和年代，进行与国内有关地区的第四纪地层对比和综合研究。

## 第二节 第四纪地层研究方法

第四纪地层的划分和对比是第四纪地质学的最为重要的基础工作。它对于恢复第四纪地质历史、环境变迁、水文地质和某些工程选址、公路铁路的选线等均有重要实际意义。

第四纪地层由于其本身固有的特征，例如沉积广泛，沉积厚度变化大，第四纪时期曾有多次的冰川活动和冷暖气候波动，地层连续性较差，常有古风化壳及古土壤发育，生物遗迹缺乏及生物演化不明显等问题，因此，给地层的划分和对比带来困难。

依据庐山第四纪地层的特点，同时考虑到同国内外的地层对比的可靠性和可行性，采用了岩石地层、生物地层、沉积地层、磁性地层、气候地层、年代学地层等原则和方法，综合加以应用以求得比较满意的效果。

划分地层是一项基础性工作，对地层的详细研究是极端重要的。第四纪沉积物是地质历史的直接记录，地质构造运动的强弱，古气候环境的变迁，各种外动力作用的变化等项信息都储存于沉积物中，因此，我们认为对沉积物的地球物理过程、地球化学的信息反馈、生物的演替，古气候的交替变更格局、构造运动的强度和程式以及时间尺度和空间关系等都是要研究和不可缺少的内容。

显然，第四纪地层的分布和组成，受到区域地貌、物质蚀源区的组分以及搬运营力的不同等因素的限制，运用岩性、生物、沉积特征往往难以进行较大区域范围或全球性的地层对比。正因为如此，为了有效地在时空关系尺度中找到一个标准的尺度去量度和比较，唯有年代学的方法才有可能给地层学提供有关地层对比的一项可靠数据。

在庐山第四纪地层的研究中，在有关钻孔、坑探、自然露头剖面中广泛采用了地层有关的研究方法和测试手段，其主要方法如下。

(1) 沉积物的地球物理研究 主要方法如沉积粗颗粒的砾石组构分析法、沉积细粒级的粒度分析法、磁性地层测试、重矿物的组合分析及鉴定，石英颗粒表面形态特征的电镜扫描，对粘土矿物采用了差热分析、X 衍射法、透射电镜分析及能谱分析，以及沉积物显微结构分析等。

(2) 沉积物的地球化学研究 主要应用了光谱分析、化学全量分析等。

(3) 沉积物生物遗迹演化规律研究 主要进行了孢粉分析、微体化石分析等。

(4) 沉积物的年代学研究 主要运用古地磁的磁性事件的对比、 $^{14}\text{C}$ 测年、 $\delta^{18}\text{O}$ 的测试等。

依据以上列举的 16 种研究方法和手段所得的数据，整理出的相关地层的共性和特性，综合分析研究和对比，确定地层的层序序列以及它们所处的时空位置来划分地层。总之，

依据本区第四纪沉积物组成、特征，采用岩石地层、生物地层、气候地层、年代地层等方法综合地层的宏观特征及展布规律，并结合沉积物中的特殊地质现象(条痕、构造、磨蚀面等)综合加以考虑分析，厘定了庐山第四纪沉积序列和年表。

### 第三节 第四纪地层划分原则

第四纪地层的划分，目前国际上较为一致的划分为四个时期，即下更新世、中更新世、上更新世及全新世。在这四个时期之间的时间界限上争论最大的是第四纪下限的年代问题。

关于第四纪下限问题，国际上至今仍存在着争论。其主要原因在于，各国地质学家对其划分的原则和标志，有了不同的看法，其主要持不同原则、标志的意见有以下几个方面：

(1) 以地层中所含脊椎动物的组合来判别。认为在第四纪沉积物中发现真牛、真马、真象化石者，应归属第四纪开始，或者以三趾马动物群的消亡，真马、真牛、真象动物群的出现为第四纪开始。

(2) 以古人类的出现的地层作为第四纪的开始年代。

(3) 以全球性的古气候明显变冷或古冰川的来临即冰期气候出现作为第四纪开始的标志。

(4) 在海相地层中两种标准有孔虫出现作为第四纪开始的标志，即底栖有孔虫饰带透明虫和浮游有孔虫截锥圆幅虫。

依据上述几方面不同的原则和依据，对于第四纪下限的年代数据，目前国际上仍存在着四种不同的意见。

(1) 认为第四纪下限的年代大约在磁性极性世年表的布容极性世底界年龄，约距今 0.73 Ma。

(2) 认为第四纪下限在 1.80 Ma 左右，在磁性极性世年表奥尔都维事件的底部。

(3) 第四纪下限应在 2.50 Ma 附近，在磁性极性世年表中松山反向极性世底部。

(4) 第四纪下限在 3.2—3.5 Ma 之间，即磁性极性世年表中高斯正向极性世与吉尔伯特负向极性世之间。

目前，我国关于第四系下限的划分主要有两种倾向性意见，一种意见认为第四系下限放在 2.43—2.48 Ma 之间；另一种意见第四系下限应放在 3.00—3.20 Ma 之间。虽然有不同的认识，但是对于第四纪下限的确定必须依据岩石地层学、气候地层学、生物地层学、磁性地层学、年代地层学的方法综合多种分析标志，系统地考虑这一时限。显然，这一共识对于争论的问题有望获得解决。值得注意的是，之所以产生分歧和争论还有一个重要因素，那就是不同的研究者，所研究的对象不同，地点不同，沉积条件不同也产生不同的认识。例如，某人研究的地区第四纪后期才开始沉积，而另一人研究的地域早就是第四纪沉积物的堆积区域；因此，当他们各自研究完不同地区，则提出了不同地点和区域的第四系下限年代数据，显然这两者的数据就有较大差距。因此，作者认为，要确定我国第四系下限年代，首先要研究我国不同地点和地域的较为沉积厚度大、地层沉积齐全、构造变动较小的地区，分别确定其各个地区的第四纪地层的底界年代数据。底界年龄包括了岩石地层学的概念，它不致于与“下限”这一抽象的概念相混淆，因此，在各地区底界年代数据确立之后，统一分析，对比较大范围、乃至全国陆相沉积和海相沉积地层的第四纪底界年龄，并依据研究地层学的各种标志和划分原则，

综合分析论证之后,确定出一条地层界线,即第四纪地层的底部最低界面,并将最底部界面的年代数据确立我国的第四纪下限。

依据上述观点,从我们取得的庐山第四系地层的钻孔、剖面实际资料,通过对第四纪沉积物的沉积组构(包括砾石组构分析、粒度分析、显微结构分析、沉积矿物的相互关系)、陆源组分分析、生物遗迹(包括孢粉分析、微体古生物分析等)鉴定组合分析、沉积矿物的组合分析(重矿物分析、粘土矿物分析)、磁性地层的研究、地球化学分析(包括元素的分配、各种氧化物的比值关系、淋溶值、集聚值的变化等)以及地层年代数据(包括 $^{14}\text{C}$ 测年、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析等)等方面所获得的信息,加以综合分析、对比研究确定本区的第四系地层底界年代及其各个时期的时间和空间的尺度和位置。

### 1. 第四系地层底界年代的确立

#### (1) 地层的层序关系

从本区地层的分布可知,这一地区第三纪地层缺失,在庐山山前平原的北部及东侧有棕红色泥岩的白垩系地层零星出露,其上往往有棕黄色、灰白色粘土砾石层、砂砾石层等疏松沉积物不整合覆盖其上。另外,此棕红色、棕黄色粘土砾石层在地貌上常出露于四级高台面上,而有的则分布于钻孔的深部常与下覆的白垩系地层不整合接触。从这些松散沉积物的孢粉组合看,其孢粉均系第四纪的种属,因此,从岩性和地层关系看它应是第四纪在该地区的早期沉积物。

#### (2) 岩性、岩相标志

综合本区以及邻近地区的地层剖面,以及庐山山前平原的若干钻孔所揭示的地层对比及所获得的大量资料看,第四纪与第三纪在沉积岩性上存在着明显的差别。第三系地层普遍分布为紫红色、棕黄色、灰紫色砂砾岩层,胶结紧密,其主要分布于庐山南部永修及西部的武宁等地。而第四纪地层均为没有固结和成岩的灰色或灰白色、棕红色粘土砾石层、网纹红土地层,有的地区出现黄褐色粘土、亚粘土层。从岩性上第三纪与第四纪地层有明显的差别。

#### (3) 重矿物与粘土矿物组合

根据重矿物分析的结果看。从分布于白垩纪、石炭纪及变质岩之上的松散堆积物于不整合于上述地层之上。第四纪沉积物中,极稳定的矿物及较稳定矿物只占较小比重;据粘土矿物分析表明,沉积物中以伊利石为主,其次为高岭石或伊利石-蒙脱石混层矿物,而其较老的前第四纪地层的风化壳其粘土矿物多以风化强烈的高岭石及三水铝石占其主要含量。在其下覆地层的风化壳中,极稳定矿物占有较大比重,粘土矿物则以高岭石、三水铝石为主要矿物。

#### (4) 孢粉组合

据钻孔 ZK<sub>21-4</sub>(锁江楼)、星子县汪家村的 ZK<sub>503</sub>孔及大排岭剖面的孢粉分析结果可以看出,第四纪底界孢粉以木本植物占绝对优势,其含量占 52.8%—75.7%,其主要优势种属以松、栎为主,其次以草本植物蒿、藜等种属为次之,其反映的气候为干冷或温湿的气候环境。预示第四纪气候开始变冷的趋势。第三纪是比较温暖的气候,在庐山这些松散沉积物中没有发现有典型的第三纪的孢粉组合。

#### (5) 第四纪磁性地层

依据野外的宏观调查,地层的层位关系,我们对庐山地区 3 个钻孔及 6 个剖面的古地磁采样,三次对各个剖面和钻孔的古地磁样品进行测试,并与考克斯地磁年表相比较,认为,

庐山地区第四纪地层底界大致在高斯底界，大约距今 3 Ma 年前，我们认为第四纪沉积地层的起始年代，对于不同地区是不一致的，有的地区较早开始，有的地区较迟才开始堆积，因此依据庐山第四纪地层的磁性地层研究表明，庐山第四纪底界年龄应为距今 3 Ma 前。

#### (6) 地球化学特征

第四纪地层的底部地层，即庐山地区第四纪开始沉积物中，微量元素 Ba 较高；Be、Co、Cr、Mn、Cu 相对较低；氧化物含量也有其反应， $\text{SiO}_2$ 、FeO 含量较高， $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、MnO 含量以及  $\text{P}_2\text{O}_5$ 、MgO、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、CaO、 $\text{TiO}_2$  的含量都比较低。从氧化物比值看， $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  指数较高，而  $\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  指数较低。风化系数、铁化系数、铝化系数较低，而硅铁化系数、淋溶系数增高。pH 值变低，Eh 值则相应增高。

#### (7) 冰川活动证据

依据野外的宏观调查可以见到以下冰川作用遗迹：① 冰川谷地：例如王家坡谷地、大校场谷地、七里冲谷地等；② 角峰：如大目山、太乙峰、屋脊岭等；③ 刃脊：如汉阳峰、五老峰、大月山等；④ 冰斗：如大坳冰斗、黄龙冰斗等；⑤ 悬谷：如莲谷、汉口峡等地；⑥ 冰溜面：如白石嘴等地；⑦ 表皮构造：如羊角岭、大排岭、白石嘴等地。除此之外，还有堆积物的垄状堆积物，堆积物的组构特征等。

据对沉积物显微结构的研究表明，第四纪早期沉积物中，经电镜扫描，发现石英颗粒表面特征具有长期挤压的遗迹，如条痕，阶梯状节理，贝壳状断口等。通过微观结构观察发现，有的石英颗粒经过长期缓慢的挤压，受剪切作用力的作用结果形成了具有晶格位错的光性的“X”干涉图象。

依据上述几个方面的指标，庐山第四纪的底界大致划分在地磁地层年表的高斯正极性世的马莫斯事件附近，大约距今 3 Ma 左右是比较符合庐山的实际状况。

### 2. 早更新世与中更新世的界线

关于中、早更新世界限，目前在国际上没有统一的划分标准，据 1975 年召开的一次中更新世国际讨论会上，一些学者主张用磁性年表上松山负极性世与布容正极性世作为确定早、中更新世的分界线，但是就这次会议上有的学者也提出了距今约 0.125 Ma 作为此界线的建议。由此看来提出这些划分早、中更新世的界线其主要依据是建立在同位素年龄及古地磁磁性标准之上的，我们认为应当考虑第四纪时期气候变化以及引起的生物演化和变迁，第四纪时期晚近构造运动在沉积物序列及沉积变动的表象等方面因素和指标的综合分析，来确定其界线才较为可靠。据此，我们将庐山地区最具明显特征的灰白色粘土砾石层（即以前人们称之为棕红色粘土砾石）作为划分早、中更新世的界线。它与下覆的第四纪地层呈不整合接触，而该层之下的红色网纹土层或红色网纹的地层风化壳显然经历过较长时间的沉积间断，并经较长时间的风化侵蚀过程；在此沉积层沉积之前显然有过一次地壳的升降运动。此层依磁性地层学的研究，它大致处于松山负极性世的贾拉米洛事件时期，距今大约在 0.90—1.10 Ma 之间。显然，这套地层在长江中、下游地区，乃至长江中、上游地区也普遍有所分布，而且就地层层位而言，其沉积特征与下覆地层的相互关系方面均具有相似性、可比性和一致性。

### 3. 中、晚更新世的界线

中更新世与晚更新世的界线，依据岩性沉积特征，沉积接触关系及气候地层学的观点，本区将中、晚更新世的界线划在庐山冰期开始时期，大致在地磁年表上的布容极性世内。样

品测试结果没有发现明显的事件，从沉积速率推测，它大致始于距今 0.20—0.40 Ma 间。

#### 4. 全新世与更新世界线

目前，国际上把这条界线倾向划在一万年左右，其主要依据是全球有较为明显的气候变化，气温逐渐回升变暖，海面开始上升，沿海大陆发生了海侵，这就是所谓的冰后期，即全新世。我国学者依据我国第四纪的研究成果，把全新世与更新世的界线划在 0.01—0.012 Ma 间。

庐山地区依据气候地层学的方法，第四纪冰期之后，所形成的沟谷堆积、土状堆积、坡积等较新堆积物，通过<sup>14</sup>C 测年拟以距今 0.012 Ma 作为全新世与更新世的界线与国内外基本一致。

### 第四节 第四纪地层区域划分和对比

庐山地区第四纪地层层序序列主要通过自然地层剖面，钻孔揭露的层序关系，并通过岩性、岩相特征，地层的地球化学特征，矿物组合(重矿物，粘土矿物等)特点，磁性地层学的研究，孢粉组合，电镜扫描研究以及气候的变化，加以综合分析研究与划分对比。在庐山地区，我们就如下几个具有代表性的剖面进行了研究，有大排岭剖面、ZK<sub>503</sub>、ZK<sub>503'</sub> 钻孔剖面、ZK<sub>21-4</sub> 钻孔剖面、叶家垄剖面、白石嘴剖面、金氏山庄剖面、羊角岭剖面及大校场剖面等，以下分别介绍。

#### 1. 大排岭剖面

大排岭剖面位于庐山东南侧大排岭，其岭上堆积了厚约 12.5 m 的较巨大砾块、砂质粘土充填的砾石层。砾石大小混杂，无层次，无分选，砾石可见最大长径约 7.23 m，一般砾块均在 0.5—1 m 之间，砾石多呈棱角状及次棱角状，砾石风化较深，其主要成分为片麻状含砾石英砂岩、长石石英砂岩、石英岩、凝灰岩及石英片岩等。该层覆盖于花岗片麻岩状混合岩、花岗伟晶岩的风化壳之上，可分为上、下两部分；上部厚约 2 m，砾石较小，有层理状结构，偶夹砂砾透镜体，有明显被后期流水冲刷的痕迹，色调呈棕红色，较下部色深与下覆砾石层呈渐变关系。下部砾石层层理不清，色调较上部为浅呈棕黄红色(图 2-1)。

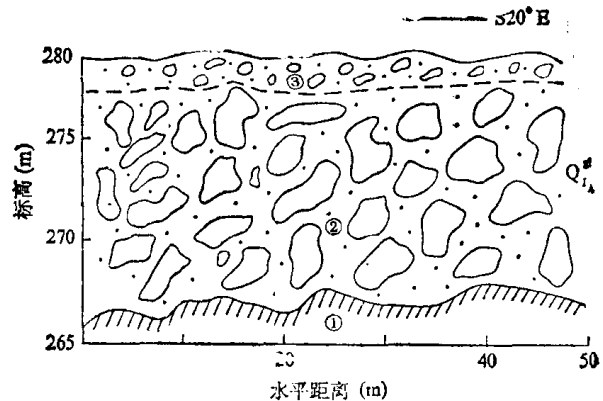


图 2-1 庐山大排岭第四纪剖面  
1. 基岩(花岗片麻岩); 2. 棕红色砂砾层(冰碛); 3. 棕红色带粗层理砂砾石层

#### 2. 星子县 ZK<sub>503</sub> 剖面(图 2-2)

ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面，孔深 61.84 m。从 60.14—61.84 m 为志留系灰岩。其上为第四纪地层，依据岩性地层，磁性地层，孢粉分析，重矿物分析划为 5 个层段。由下至上可分为：

第一层段 由孔深 39.56—60.14 m。此段总厚度为 20.58 m，底部为灰白色、棕褐色粘土夹砾石，砾石粒径较小一般在 1—2 cm 之间，砾石含量约为 10%—15%。最大可见砾径为 8 cm。砾石以石英砂岩、石英岩及硅质岩为主，砾石磨圆度以次磨圆、扁平状、球状为主。上部为棕黄色、黄色、棕红黄色粘土夹砾石，砾石粒径较小，一般均在 2 cm 以下，最大

粒径不超过 6—8 cm。砾石成分及磨圆程度与底部相似。在含砾较少的部位有明显的纹层构造。此层段在古地磁年表的松山负极性世的底界与奥尔都维事件底界之间，约在距今 1.80—2.48Ma 之间。为一套河湖-冲积相堆积。此段孢粉含量较少，主要为禾本科、蒿，其次为栎、藜科、榆等孢粉属种。

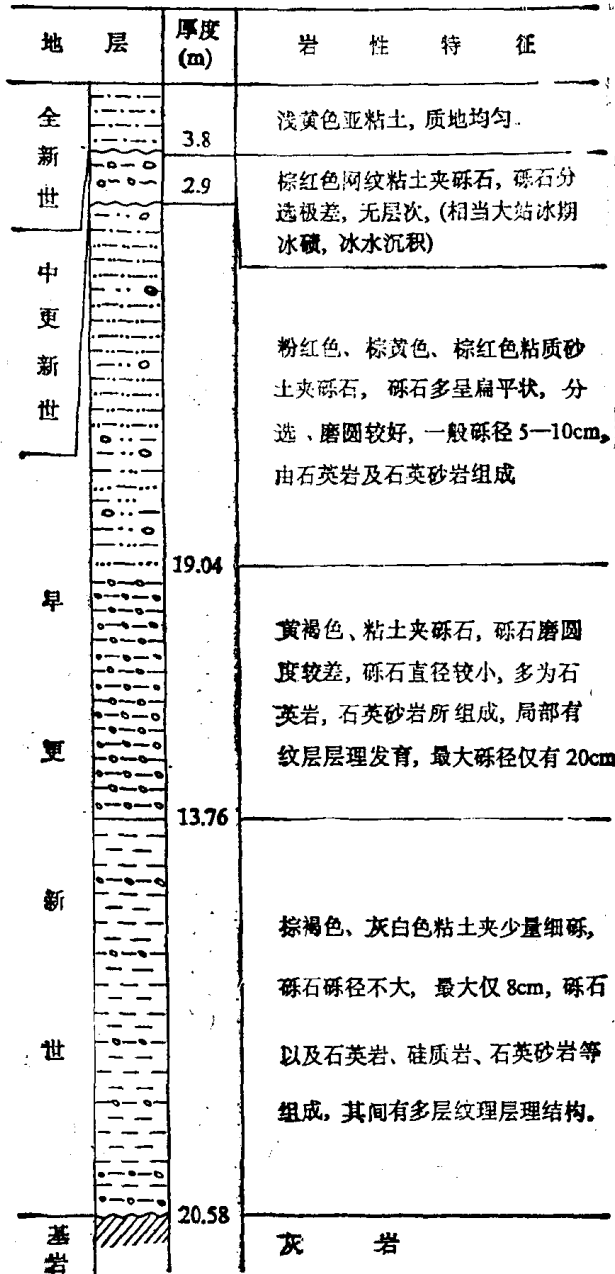


图 2-2 庐山星子县 ZK<sub>6003</sub> 钻孔剖面

仅在 0.2—0.3cm 之间, 较大的砾石仅有 1—1.5cm, 砾石多为棱角状及次棱角状, 无明显的层理结构, 砾石成分主要是石英砂岩、石英岩及硅质岩等。本层段中没有找寻到任何孢粉化石。从沉积相及区域地层展布分析, 它属冰水相沉积物。

第五层段 从孔深 0—3.86m, 此段为浅褐黄色的亚粘土沉积, 它与下部地层为不整合接触关系, 为全新世的沟谷堆积, 其中含有较为丰富的孢粉化石。主要有, 水龙骨科, 松、

第二层段 由孔深 25.80—39.56m。此层段总厚约为 13.76m。此段为褐黄色、浅褐色粘土夹砾石组成, 砾石多呈次棱角状, 粒径一般在 2—5 cm 之间, 最大粒径约为 20cm; 砾石成分主要由石英岩、石英砂岩所组成。局部地段有明显的纹层结构。本段位于古地磁年表的松山负极性世的奥尔都维事件, 大约距今 1.60—1.80Ma 间。为一套冰水沉积物。孢粉有松、禾本科, 藜及柳等孢粉化石。

第三层段 由孔深 6.76—25.80m。其总厚度为 19.04m。它以粉红色、棕黄色、棕红色粘质砂土夹细砾所组成。砾石多呈扁平状, 砾石大小一般在 5—10cm 居多, 最大粒径约 50cm。砾石主要成分为石英砂岩、石英岩。砾石一般磨圆较好。此层段位于古地磁年表中, 松山负极性世贾拉米诺事件的底界至松山负极性世的奥尔都维事件的顶界, 大约距今 1.10—1.60Ma 之间。为一套冲积-河流相沉积。含有少量孢粉化石, 为禾本科, 松、柳、栎及藜科等。

第四层段 由孔深 3.86—6.76m。总厚为 2.90m。此层为棕红色, 带有白色条带的粘土夹砾石层, 本层胶结较好, 砾石一般较小

卷柏科、环纹藻、里白科、藜科、柳、栎、莎草科、凤尾蕨、禾本科、唇形科、蔷薇科、槭科、槭、榆、桦及柏科等。

### 3. 叶家垄剖面(图2-3)

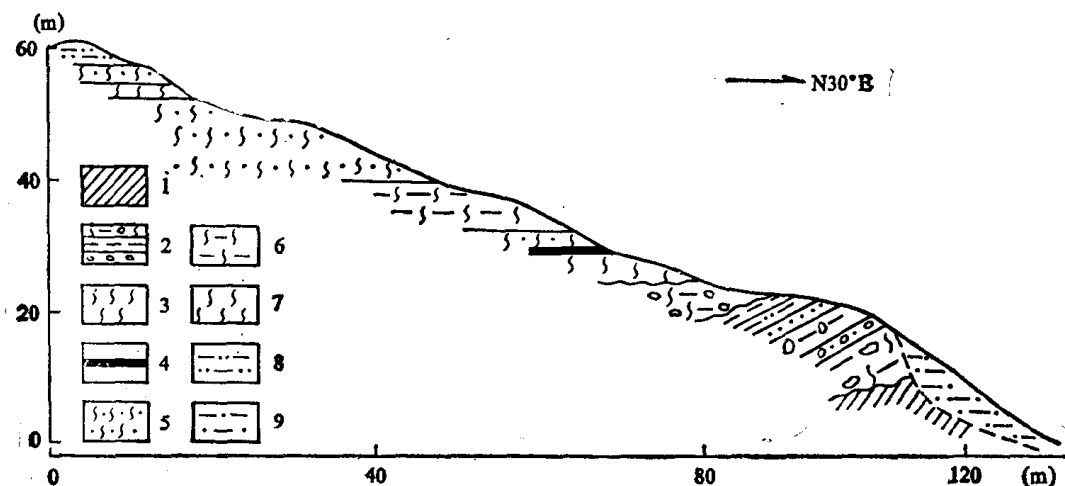


图 2-3 庐山星子县叶家垄剖面

1. 基岩；2. 棕红色网纹红土砾石层夹砂，粘土层；3. 棕红色带网纹砂质粘土；4. 棕红色铁皮层；5. 棕红色砂粘网纹土层，含铁、锰结核；6. 褐黄色砂质粘土网纹土层；7. 褐黄色砂质粘土，含铁锰结核网纹土层；8. 黄褐色亚砂土含铁锰斑纹；9. 褐黄色亚粘土层

本剖面位于庐山东南星子县城北约 1km 处。它由一套棕红色粘土夹砾石及棕红色，棕黄色带有白色条带相间的砂质粘土互层所组成，厚约 33.40m，不整合覆盖在白垩系浅红褐色砂岩及砂砾岩之上。该剖面可以分为 8 个层段自下往上各层段的特征如下：

第一层段 由棕红色、浅褐黄色带白色条带的网纹粘土砾石层，层厚约 7.6m，砾石层中夹黄色、灰色砂层及砂质透镜体。砾石无定向排列，其成分以石英砂岩、长石石英砂岩、片麻状含砾石英砂岩组成。砾石多具次棱角状、次圆状、砾石粒径一般在 30—50cm 之间，较大砾石其粒径可达 1—1.5m。据磁性地层的资料，此层段在松山负极性世的贾拉米诺事件，大约距今 0.90—1.10Ma 之间。此层段含有孢粉化石有：松、藜科，蒿及禾木科等。

第二层段 本层段不整合覆于第一层段之上，厚约 3.60m。它为深棕红色带有白色粘土条带的亚砂土及亚粘土所组成。白色条带斑纹一般长约 3—7cm，宽约 1—1.5cm，由高岭土所组成，在其层中的分布没有明显规律。

第三层段 由浅棕红色带有白色条带的网纹砂质粘土所组成，与第二层段呈假整合接触，厚约 1.60m。在其与下覆地层接触上见有 0.5mm 厚的棕红色铁盘。在层段的下部可见到很多被溶蚀的孔洞及铁锰质灰黑色斑纹。

第四层段 此层段为红黄褐色带有白色条带的亚砂土网纹层，厚约 3.60m。白色条带网纹为高岭土，一般长 2—3 cm，宽 0.2—0.5cm，无一定分布规律。它与下覆地层为整合接触。

第五层段 此层段为深棕红色含白色条带的网纹砂质粘土层，层厚约 11.00m。此层含

有较丰富的铁锰质结核，结核多为球状，一般直径约2—3mm，较大的结核可达直径5mm。在该层的下部可见有被溶蚀的小孔，孔径大的可达数厘米，一般孔径约几毫米；它与下覆层段为逐渐过渡的整合接触关系。

第六层段 为浅棕红色带白色高岭土条带的网纹砂质粘土层，白色斑纹的色调明显变浅，其白色条带的大小与前述几个层段差别不大，厚约1.00m，与下覆层段为过渡整合接触关系。

第七层段 由黄褐色带白色高岭土条带的亚砂土网纹土层。白色条带斑纹较细小，一般长2—3cm，宽0.2—0.5cm，土层质地较为疏松，含有少量铁锰质结核，结核直径一般仅1—3mm，零星分布，局部可见到铁锰质斑纹，厚约2.00m。

第八层段 该段为此剖面的最上部0.00—1.00m。本层为黄褐色亚砂土及亚粘土，带有很多铁锰斑纹，胶结较硬，质地均一。它与下覆带白色条带斑纹的红土层呈不整合接触。依据磁性地层资料与其下网纹红土层均在布容正极性世之内，从地层接触关系及沉积速率判断，其下覆网纹红土层大致在距今0.40—0.90Ma间，本层底界大致在距今0.40—0.20Ma间。

#### 4. 白石嘴剖面(图2-4)

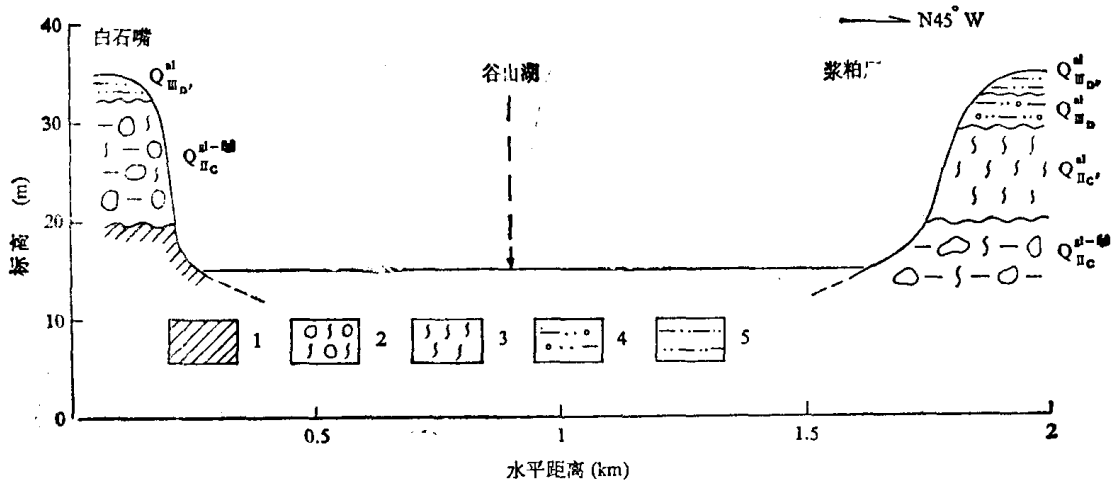


图 2-4 庐山白石嘴-浆粕厂剖面

1. 基岩；2. 灰白色粘土砾石层带网纹结构，风化壳呈棕红色；3. 棕红色粘质砂土网纹层；4. 黄褐色亚砂土层，含有铁、锰斑纹及结核，5. 黄色亚砂土层

本剖面总厚约26.00m，它不整合于石炭纪及志留纪的灰岩及杂色页岩、石英质砂岩之上。大体可分为4个层段，从下至上如下：

第一层段 剖面的最下部为灰白色粘土夹砾石层，总厚度约为13.00m。下部约8.00m为灰白色粘土夹砾石，砾石无分选和定向排列，砾石多具有一定磨圆，砾石以石英砂岩，石英岩为主，其次见有硅质岩、石英等。砾石表面常可见有磨光面，在其磨光面上见有细长的定向条底，砾石一般砾径在20—30cm左右，而直径大于1m，甚至达2m以上者也常可见到，最大的砾石长径可达3m。此层下覆的基岩面上发现有磨光面，面上有平行而细长的条痕。在下青山附近与砾石层接触部位，志留系的杂色砂页岩的表层，地层出现褶曲柔皱现象，砾石被挤压于志留系基岩之中。此基岩的这些褶曲现象和小的断裂仅只限于地层的皮面1—2m



深度，往下地层产状正常，显然基岩地面受过表面的推挤和压力。我们称这种现象为表皮构造。此层段上部颜色由灰白逐渐过渡为棕红色，色调越向上越变得深红，显然它是经后期温热风化的结果，形成厚约 5m 的风化壳。另外，在一些地段，地层在纵向上发生突然的相变，在靠近浆粕厂附近，该砾石层突然变细砾、粗砂、细砂，形成砾石层、砂层的相互交错的状态，粘土砾石层被砂层夹细砾透镜体所替代。从其沉积相纵向变化可以看出，它不同于冲洪积扇和泥石流的沉积特征，完全是冰碛与冰水沉积的沉积特点。据多次采样分析此层段未发现孢粉化石。古地磁测试表明，此层是在磁性年表中，松山负极性世的贾拉米诺事件时期，大致距今 0.90—1.10Ma 间。

**第二层段** 为一套棕红色带白色高岭土条带斑纹的粘土层，结构密实。它不整合于第一层段之上，厚约 5.50m。白色高岭土条带呈现带状，棒状或呈蠕虫状。据观察和实测白色条带一般长约 2—3 cm，宽 0.5—1cm，最大长近 10cm，宽 2cm。该层质地致密，并有柱状节理发育。本层发现有较为丰富的孢粉化石，木本植物化石占 36.90%—64.70%，草本植物化石占 29.80%—37.90%，蕨类植物孢子仅占 1.9%—32.10%。木本植物孢粉化石种属有松、栎、柏、胡桃、桦、榆、榛、柳等；草本植物孢粉有藜、蒿、豆科、蔷薇科、唇形科、十字花科等。蕨类植物孢子有卷柏、里白、水龙骨科等。

**第三层段** 为一套深黄褐色的亚粘土层，厚约 3.50m。该层结构紧密，含有较为密集的铁锰质深褐色斑，偶而可见细小的铁锰质结核。此层段中未找到孢粉化石。它与第二层段呈不整合接触。

**第四层段** 该层为浅褐黄色亚砂土层，质地均一，含有少量铁锰质褐色锈斑，固结比较疏松，厚约 3.50m。此层中发现有孢粉化石，其中木本植物花粉和草本植物花粉较少，仅占其总量的 7.7%—39.7% 和 6.80%—20.90%；蕨类植物孢子含量较高，约占其总量的 85.40%—39.60%，木本植物主要以松、栎为主；草本植物主要是藜科、唇形科、毛茛科、十字花科、豆科及禾本科、蒿等；蕨类植物孢子有里白科、卷柏科、蕨属、水龙骨科等。

#### 5. 九江市锁江楼钻孔(ZK<sub>21-4</sub>)剖面(图2-5)

本钻孔位于九江市长江江岸，孔深 68.81m，钻孔穿透第四纪地层，第四纪地层之下为紫红色、棕红色泥岩，它们之间为不整合接触。第四纪地层可分为 7 个层段，从下往上如下：

**第一层段** 从孔深 56.20—65.82m，厚为 9.62m。此层段为棕黄色、灰白色砂砾石层，其中夹有厚层粘土砾石层。砾石大小均一，一般 1—5 cm 大小，最大的砾石直径仅有 10 余厘米，砾石多呈扁平状，磨圆较好。砾石主要成分有石英岩、石英及硅质岩等。本层段前人称之为“九江砾石层”下段。据古地磁测试，此层段大约距今 1.60—1.80 Ma 间，处在松山负极性世的奥尔都维事件。本层未发现孢粉化石。

**第二层段** 从孔深 48.60—56.20m，厚为 7.60m，该层为浅灰色、浅棕黄色、肉红色砂砾石层，被前人称之为“九江砾石层”中段。该砾石层由细砂、粉砂及粘土夹细砾石的互层结构；在顶部 20 余厘米处色调较深呈棕红色。砾石的砾径较小，仅 0.2—0.4cm，砾石磨圆度较高，分选较好，本层未见孢粉化石。据古地磁测试，此层大致处在松山负极性世的贾拉米诺事件与奥尔都维事件之间，大致距今 1.10—1.60Ma 间。

**第三层段** 从孔深 42.31—48.60m，厚约 6.29m。本层段从下到上，沉积物颗粒由粗变细，由砂砾层逐渐过渡为粘土层；色调也由浅变深，由灰色、灰白色逐渐过渡到棕红黄色。

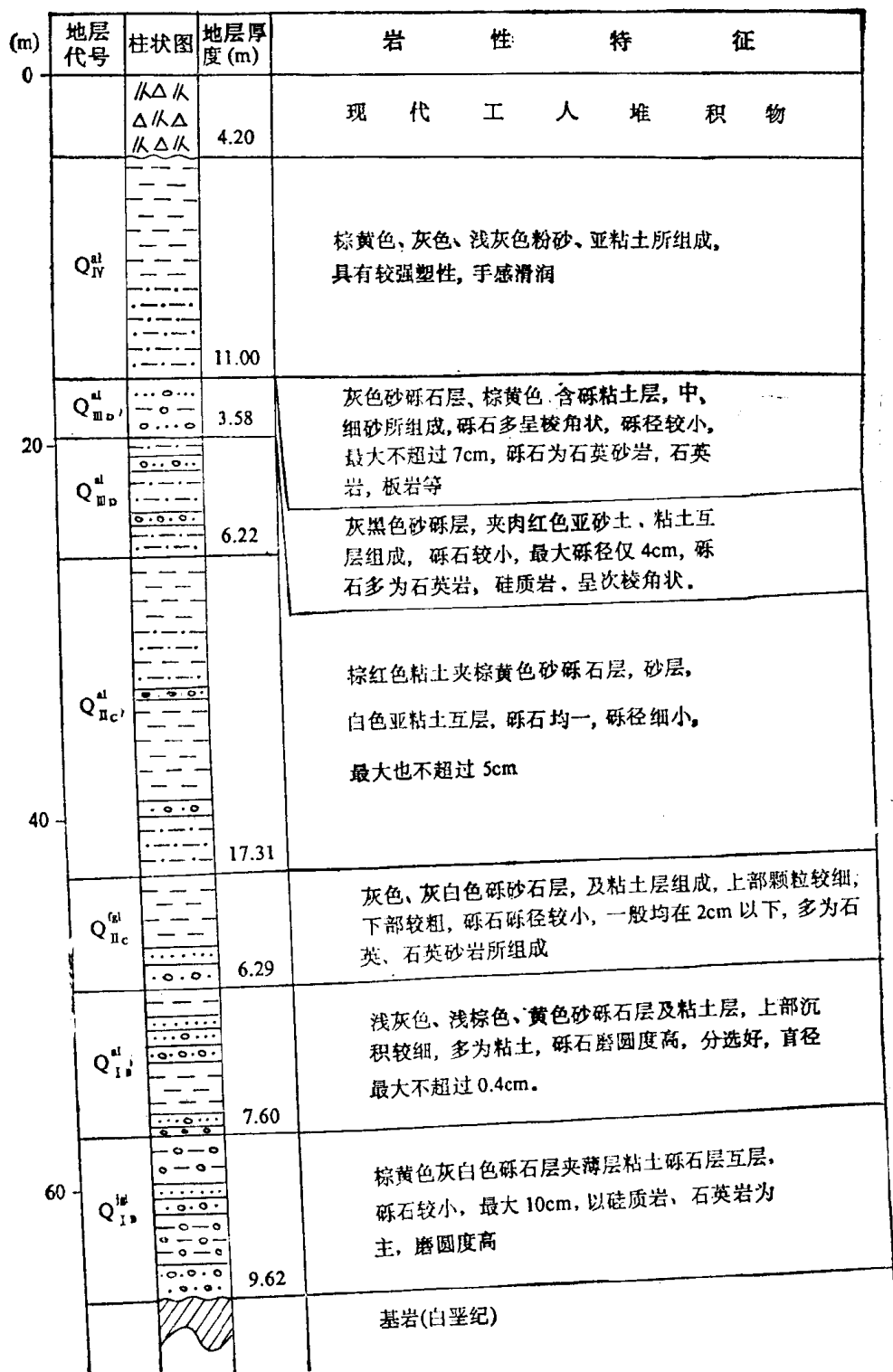


图 2-5 九江市锁江楼ZK<sub>21-4</sub>孔剖面

该层下部为灰色、灰白色砂砾层，砾径仅 0.2—2cm，砾石磨圆，分选良好；中部为桔黄色、黄色细砂、粉砂层为主；上部为棕红、棕黄色粘土层所代替。本层也未发现孢粉化石。前人称之为“九江砾石层”上部。据古地磁测试，本层段大致相当于松山负极性世贾拉米诺事件，距今 0.90—1.10 Ma。

第四层段 从孔深 25.00—42.31m，厚约 17.31m。本层为棕黄色砂砾层，棕红色粘土层，浅黄色砂砾层，浅黄色、肉红色粘土砾石层及灰黄色、白色亚粘土互层所组成。本层中发现少量的孢粉化石，主要有松、蒿、藜等。据古地磁测试，此层位于松山负极性世以后到布容正极性世之间，距今大约在 0.40—0.90Ma 间。

第五层段 从孔深 18.78—25.00m，厚约 6.22m，由灰黑色砂砾层、肉红色亚砂土、亚粘土互层所组成。砂砾层中，砾石直径均在约 1—3 cm 之间，分选、磨圆程度较高。砾石主要以石英岩、硅质岩组成，含有零星的松、蒿、藜等孢粉化石。据古地磁测试及有关地层对比，可能大致在 0.20—0.40Ma 间。

第六层段 从孔深 15.20—18.78m，厚为 3.58m。它由灰色砂砾层、棕黄色含砾粘土层及黄色中砂、细砂互层所组成。砾石直径均很小，一般仅 0.3—1cm 左右，偶见大者直径也不超过 7cm。砾石成分为石英岩、石英砂岩、硅质岩及板岩等。此层未见孢粉化石。据古地磁资料，此段与第五段年代在相同时期中。

第七层段 从孔深 4.20—15.20m，厚约 11.00m，由棕黄色、灰色、浅灰色粉砂、亚粘土所组成。其中含有较为丰富的孢粉化石，木本植物花粉占有 52.8%—72.0%，其中以松最多，其次是栎。草本植物花粉较少，占其总量的 0.7%—24.8%，主要有藜、毛茛科、蓼、唇形科、豆科等，蕨类孢子占有 17.8%—45.5%，主要有卷柏、凤尾蕨、水龙骨科等。

从第七层段之上，孔深从 0.00—4.20m，为现代人工堆积的土层等。

## 6. 金氏山庄剖面(图 2-6)

该剖面厚约 21.20 m，按其沉积特征及地层相互关系，从下往上可分为四个层段：

第一层段 由棕黄色、灰白色砂质粘土砾石层夹砂砾石透镜体所组成。砂砾透镜体的砾石较小，砾石大小均一，磨圆较好，一般砾径仅 1—5 cm。砂质粘土砾石层，砾石有粗略定向排列，一般砾径在 5—10 cm 之间，个别砾石长径可达 1 m。砾石成分多由长石石英砂岩、石英砂岩、板岩等组成，砾石形状比较多样，有次圆状、次棱角状等。此层约有 3.20 m。该层中发现有零星孢粉化石，如松、藜等。

第二层段 它不整合于第一层段之上，不整合面清晰，它们之间的侵蚀面为约 2 mm 的铁皮所隔断。此层为棕红黄色亚粘土夹砾石，砾石无定向排列，砾径均一，多在 3—10 cm 之间。砾石成分由石英岩、石英砂岩、石英、板岩所组成。此层也发现少量孢粉化石，主要有松、藜等，厚约 2.50 m。

在第一、二层段中，可见有 10 余条倾向北西、倾角约 40—60° 之间的叠瓦式断层，切穿这两个层段，其断距不大，一般仅 10—20 cm，所见最大断距不超过 50 cm。据古地磁测试，第二层段大致在松山负极性世的贾拉米诺事件时期，距今 0.90—1.10 Ma 间。

第三层段 由深棕红色，带白色高岭土条带及斑纹所组成的网纹土层。该层质地致密，具有较高粘性及塑性，并有柱状节理。白色的高岭土条带及网纹形态各异，呈带状、弯曲状居多，无一定方向和规律可寻。一般条带长约 3—5 cm，宽 1 cm，最长的条带长达 10 余厘米，宽可达 5 cm。此层段中发现孢粉化石较多，木本植物占 84.10%，草本植物占 4%，蕨

类植物孢子占 11.90%。木本植物以松、柏最多可达 11.5%—54.8%，除此之外还有栎等。据古地磁测试，此层段处于松山极性世顶部至布容极性世中，大致距今约 0.90—0.40 Ma 间。

第四层段 它由浅褐黄色亚砂土层组成，与其下覆地层为不整合接触关系，厚约 3.41 m。此层质地均一，含有黑褐色的铁锰斑纹。该层含有较为丰富的孢粉化石，木本植物、草本植物花粉及蕨类植物孢子各占 1/3。木本植物以松、栎为主；草本植物以蒿、藜为主；蕨类植物孢子以卷柏为主。据古地磁测试结果，距今约 0.20 Ma 左右。

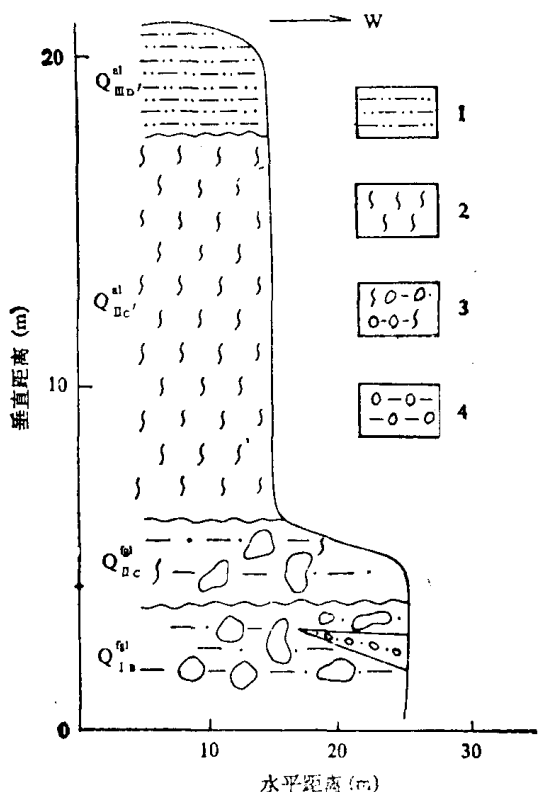


图 2-6 庐山金氏山庄剖面  
1. 浅黄色亚砂土；2. 棕红色粘砂网纹土层；  
3. 棕红黄色亚粘土砾石层；带网纹结构；4. 棕黄色、灰白色砂质粘土砾石层

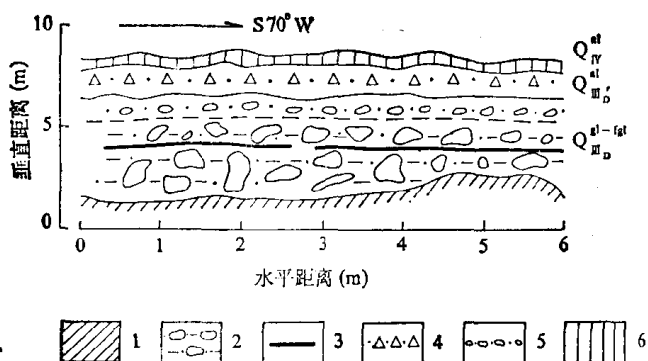


图 2-7 庐山大校场剖面  
1. 基岩；2. 棕红黄色粘土、砂、砾石层；3. 铁盘；  
4. 砂砾层；5. 褐黄色亚砂土砾石层；6. 表土

## 7. 大校场剖面(图 2-7)

该剖面位于庐山山顶大校场谷地之中，直接覆盖于震旦纪灰白色长石石英砂岩之上，厚度约 6 m。此剖面从下往上可分为三个层段：

第一层段 由棕红色、棕黄色砂、粘土夹砾石所组成。色调由下往上逐渐加深，由棕黄色过渡为棕红色。砾石大小混杂，无定向排列和层次，砾多呈次棱角状。砾石砾径一般为 30—50 余厘米，较大的砾石长径可达 1—2 m。发现砾石有熨斗状、炮弹状。并有带磨光面的条痕砾，条痕平直，最大的条痕长可达 50—60 cm，宽 5 mm，深约 2 mm。砾石以石英砂岩、石英砾岩、石英居多，其次有粉砂岩及硅质岩等。在此层的中部见有一薄层铁盘，厚度变化较大，最厚处可到 1 cm，横向变化为线状，乃至逐渐消失。本层厚度约为 4 m 左右。此层中发现较多的孢粉化石，木本植物花粉占有优势，其含量为 84.1%—98.5%，其中以针

叶花粉为主占其总量的74.8%—95.5%。主要以松、杉为主，阔叶植物花粉以栎较多。草本植物孢粉较少仅占其总量的1.5%—9.7%，以藜、蒿、禾本科为主。蕨类孢子只见有水龙骨科出现。

**第二层段** 它不整合于第一层段之上，由褐黄色亚砂土碎石层所组成，厚约2.00 m。砾石多为棱角状，无层次，石块之间为亚砂土、砂所充填；石块主要成分为石英砂岩、砾岩及粉砂岩等，砾石大小一般仅在10—30 cm。本层中所含的孢粉化石，木本植物花粉占其总量的11.4%—84.4%，草本植物花粉仅占3.7%—5.0%，蕨类植物孢子占11.9%—16.0%。主要孢粉化石种属有松、藜、栎、铁杉等。

**第三层段** 由厚约20—40 cm的全新世灰色腐植质土组成，不整合于第二层段之上。

从上述庐山几个主要地层的描述可以看出，除了最早的大排岭剖面(大排冰碛)仅在较小的地域保存，其他各地层均有较为广泛的分布，通过岩性、沉积物特征(重矿物、粘土矿物以及某些地球化学特征等)、古地磁测定，可进行如下对比(图2-8)：

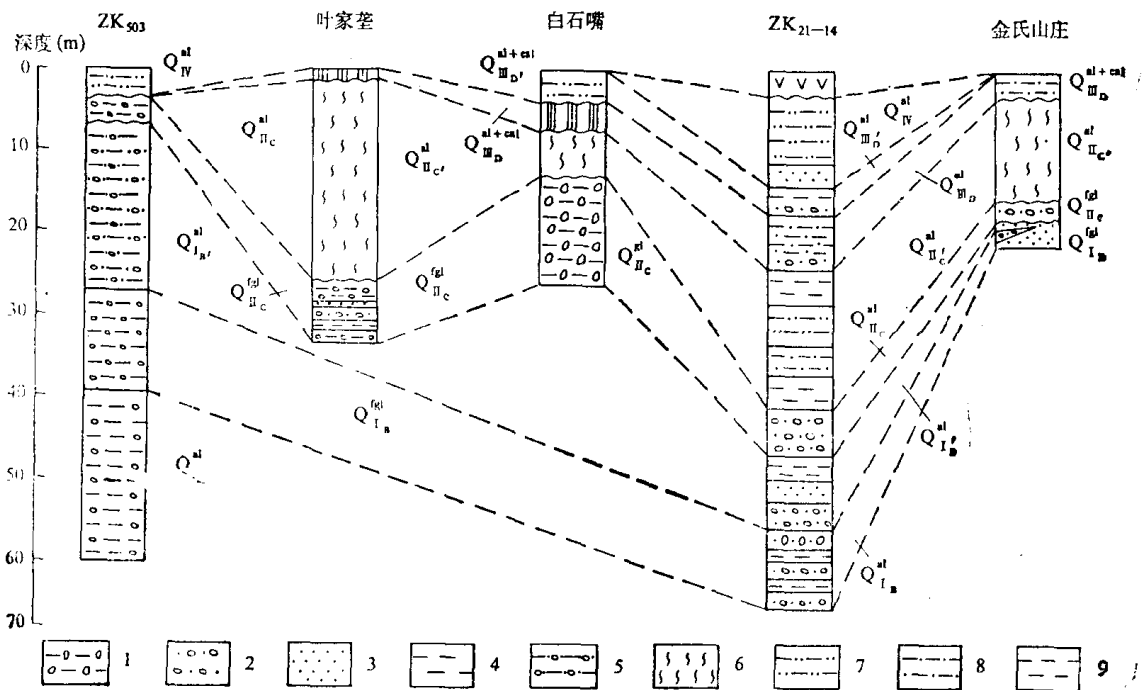


图 2-8 庐山第四纪地层对比

1. 粘土夹砾石；
2. 砂砾石层；
3. 砂；
4. 粘土夹细砾；
5. 砂质粘土夹砾石；
6. 网纹红土；
7. 粘质砂土；
8. 砂质粘土；
9. 粘土

## 第三章 第四纪沉积物成因类型

庐山地区第四纪地层分布广泛，它主要分布于山体之东、北西及西部的山麓地带。岩性复杂，相变较大，厚度也有较大的变化。通过野外调查，运用钻探、坑探及槽探工程揭露，其最大连续厚度达 102 m，依据地层的对比研究其可见总厚度可达 130 m 以上。庐山地区第四纪地层的沉积经受过多次冰期、间冰期气候的演变，和各种外动力作用影响和改造，其沉积的成因类型具有多样性和复杂性的特点，根据对第四纪沉积物的沉积物理特征，地球化学特征的变化、沉积物矿物的组合、变异以及岩相、地层层序和它们的相互关系，其第四纪沉积物的成因类型可分 4 个系列，10 余种类型。

### 第一节 沉积物的主要成因类型

庐山地区第四纪沉积物的成因类型较为复杂，经地表和地下的有关沉积物的特征研究，可分出 4 个成因系列和 10 余种类型，这 10 余种类型主要由河流、冰川、湖泊作用以及物理、化学、机械风化营力作用而形成的。将地表出露及地下所揭示的成因类型大体可归并为如下几个成因系列及成因类型。

#### 1. 冰川作用系列

- (1) 冰川及有关作用组合：冰碛、寒冻风化堆积。
- (2) 冰水作用组合：冰水堆积、冰碛与冰水堆积。

#### 2. 河流及流水作用系列

- (1) 河流作用组合：冲积。
- (2) 流水作用组合：洪积、泥石流堆积。

#### 3. 湖泊作用系列

- (1) 湖沼作用组合：湖积、湖沼堆积、泥炭。
- (2) 混合成因组合：冲湖积、河湖沉积。

#### 4. 多种成因系列

- (1) 流水与重力作用组合：洪坡积、残坡积。
- (2) 流水和风作用组合：水与风的混合堆积。

### 第二节 不同成因沉积类型的时空分布

#### 1. 冰碛物

本区冰碛物是第四纪时期的一种重要类型。它主要分布于山体东、西及西北部的山前丘陵及湖滨地带，另外，在山体的冰川谷地中也有分布，无论在其水平和垂直方向上，不同时代都有它的分布。从时间和空间的尺度来看，以中更新世分布的面积最为广泛，其次是早更新世，虽然在其分布的平面分布上不及中更新世范围广泛，但是在时间及空间范围上占有更

为长的时间和空间的跨度。分布面积最小，在时间和空间所占据的跨度最小要算晚更新世，它的分布仅限于庐山的较高部分，例如在大校场、东谷、西谷及芦林盆地等地有少量保存，其海拔高度均在1000m左右的地区。总之，整个第四纪时期随着冰期、间冰期的气候波动，冰川滋长和消亡的多次变更，冰碛物的分布和堆积的广度及厚度均受着冰川规模大小变化的深刻影响。沉积物岩性在地表以棕红色、棕黄红色亚粘土砾石层为主，该砾石层常具有不同程度的白色网纹结构，其中网纹最为发育的是中更新统的冰碛物(即大姑冰期堆积物)。砾石均无层理结构，无分选的杂乱堆积。地表以下该层其色调较淡，多呈棕黄色、灰白色，风化作用不及地表出露部分强烈。主要分布于庐山山体东侧的星子县的大排岭、金锭山、高垄、白石嘴等地的山丘及鄱阳湖畔；庐山西北及西部地区的九江市十里铺、妙智铺、新桥、羊角岭等地的山前丘陵地带。

据对白石嘴剖面大姑期冰碛物的石英颗粒电子显微镜扫描，发现在其地表棕红色部分(实为风化壳)，石英表面具有发育的溶蚀坑，并在溶蚀坑中发现了重结晶的石膏晶体；在地下部分的灰白色冰碛物中，石英颗粒表面多成次棱角状、贝壳状断口，解理面阶梯均很发育，还见有磨光面，并在磨光面上见有很细致的条痕。另据粘土矿物分析在该层的上部高岭石、三水铝石占主要优势，其下部(地下部分)则以伊利石、开放伊利石占据主要优势。从重矿物的分析也证明，该层的上部矿物的稳定度、成熟度都较下部为高。除该剖面之外，位于星子县汪家村的ZK<sub>503</sub>钻孔的鄱阳期冰碛物也具有相似的特征。故这些沉积物应属冰川作用堆积而成的冰碛物。

## 2. 冰水沉积物

本区的冰水沉积物以大姑期冰水沉积物保存最多，分布地域较广。该期冰水沉积主要分布于庐山东面的白石嘴，西北及西部的湖滨地区。因为此期冰水沉积受后期外营力的破坏和干扰较小，保存较完整。在此期之前的两次冰期的冰水沉积受到严重的破坏和改造，之后的冰川作用(庐山冰期)没有下山，因而得以保存。此期冰水沉积为棕黄色、浅黄色砂砾层、砂层、粘土层的互层，砾石、砂分选很好，层理极为发育。它分布于冰碛垄的前缘与冰碛物呈为犬牙交错的相变接触关系。此层横向及纵向上沉积相变较大，有时以砂砾为主夹粘土及砂的透镜体；有时以细颗粒的粘土或细砂为主夹砂砾石透镜体。此套沉积物其可见最大厚度有8m。其岩性组成与冰碛完全一致，它们之间又构成形影不离的横向接触的密切关系，所以此套沉积应属中更新统的冰水沉积。

## 3. 寒冻风化堆积

此种类型的堆积物，主要见于庐山的山岭部分，例如，庐山大坳冰斗、大月山、汉阳峰、仰天坪、五老峰等山脊之上；它多以巨大的石块散乱堆积。这些开裂的巨大石块和巨砾主要是受寒冷气候的冻裂及风化作用而成。从其风化作用甚微，色调较浅，新鲜等特点看，这些堆积可能是大理冰期时期所形成。

## 4. 冲积物

本区的冲积物分布比较广泛，在整个第四纪时期均有其相当的层位。早更新世时期的鄱阳-大姑间冰期的堆积物，它多呈棕红色的粘质土夹细小砾石层，有时具有稀疏的白色网纹条带，主要分布于埋藏的古沟谷之中。例如星子县汪家村的ZK<sub>503</sub>钻孔的剖面中，中更新世时期的大姑-庐山间冰期的网纹红土层，此层分布较广，在庐山的东、西、西北的山前地带均可见到，一般呈棕红色，主要以砂质粘土所组成，有的地段在该层中有细小砾石零星分布；

有的地段网纹红土层在其总的棕红色调中，可见有棕红、棕红黄色的交替变化，这些色调变化是逐渐的，其间没有沉积的间断面显示。有的地点可见有层理构造，但多数地点层理结构不甚明显。从石英颗粒表面的电镜扫描看，石英颗粒均呈次圆状，V形坑及溶蚀坑较为发育，有的颗粒表面撞击沟痕较明显。粘土矿物以高岭石为主，不稳定的矿物基本全无。从它的岩性和岩相特征及有关结构表明，它属流水冲刷搬运堆积的冲积物。晚更新世及全新世的冲积物，均呈棕黄褐色、浅黄色的亚砂土、砂砾石层，它们广泛分布于庐山山麓东、西、西北的较低的湖畔、沟谷以及平坦的地区，为河流沟谷的流水冲刷而成，在沟谷及湖滨区均可见到二元相结构的堆积。

### 5. 洪积、泥石流堆积

洪积物及泥石流堆积，在庐山地区在晚更新世及全新世的堆积物中可见到。它主要分布于庐山沟谷的谷中或谷口处。洪积物多呈黄色，以砂、岩块、砾石所组成，下部以砂砾为主，上部砾石减少而砂及粉砂土增加。泥石流主要发生在全新世，呈淡黄色，以巨砾、岩块和岩屑组成，其中充填有砂及粉砂土。在垂直方向上，砾石及岩块由下到上有由大变小的趋势，可见有粗的层理结构，砾石的扁平面多倾向流向的上游。泥石流从沟谷山口，延伸不到1 km，仅限于沟谷之中，分布范围窄小。例如庐山西侧的金桥沟即可见到。

### 6. 湖相堆积物

湖相及湖沼相沉积物，主要形成于晚更新世及全新世，多分布于鄱阳湖、八里湖、七里湖、甘棠湖、白水湖等诸多湖泊地区。堆积物主要由褐黄色、灰褐色、灰黑色的砂砾层、砂层、亚砂土及亚粘土所组成。在这些沉积地层中可见有黑色淤泥或者泥炭沉积，例如白石嘴附近的晚更新剖面(水泥厂)可见泥炭层，另外在鄱阳湖边见有黑色淤泥，含有丰富的有机质及植物根茎等。

河湖相沉积，主要经钻探发现。在早、中更新地层的间冰期沉积物中都可见到。例如ZK<sub>503</sub>孔、ZK<sub>21-4</sub>孔所揭示的，位于大排-鄱阳间冰期的沉积物即为此种沉积。此套沉积物为褐色、黄褐色的亚砂土及亚粘土所组成，其中夹有少量的细小砾石(砾石直径不超过5 cm)，层理、纹层结构非常明显，颗粒非常均匀，分选极佳，系水流非常稳定和静水沉积，但偶而有较强的河水渗入，带来较粗的细砾堆积其中。其沉积物的结构特征，河湖流水作用是甚为清楚的。

### 7. 洪坡积

此种类型的堆积仅见于地表，主要分布于庐山的西南、南部的沟口和坡地及山麓残丘之上。出露的面积不大，分布不甚广泛，它主要为晚更新世及全新世时期所形成。岩性多为红棕色、黄棕色亚粘土夹角砾层，砾石多为棱角状无层次，分选差，其厚度随基岩起伏变化。

### 8. 残坡积

残坡积物在庐山的山坡都可见到，发育最好，规模较大，易于观察是山南坡地。这种沉积物多系全新世形成。岩性为亚粘土夹碎石，岩块及岩屑，或者以岩块及碎石和亚粘土充填。为当地基岩风化破碎的产物，经近距离的搬运或残留于原地的山坡面上。碎屑物大小不等，多呈棱角状，无分选、无排列，其厚度随坡面起伏而变化。

### 9. 风与水流作用堆积物

本区此种类型的堆积物主要发育于晚更新世的晚期，它主要分布于山体的东、西两侧一些丘陵之上，岩性为黄褐色、褐黄色亚砂土，质地均一，有发育的柱状节理，局部地段可见



有很细的砾石和粗砂形成沉积线状，见有层理构造，也有人把这个层位称之为“下蜀土”。它多不整合覆盖在大姑-庐山间冰期的网纹红土之上，有时也直接盖在基岩侵蚀面上。在庐山其分布高度不超过海拔 300 m。

#### 10. 风积物

本区此套堆积物分布面较广，上到庐山最高的山岭地带(海拔1000m以上)，下到鄱阳湖畔及长江河谷地带(海拔高程仅 20 m)，均可见到它的出露。此套堆积物为淡黄色亚砂土层，质地非常均一，无层理，分选极好。它不整合于各种基岩面，以及其他较早的第四纪沉积物之上。从地层的层序上推测，它的沉积时期，大约在 0.01—0.02 Ma 前，即在晚更新世末期。其沉积厚度因地而易，最大厚度约 2—3 m，一般仅几十厘米到 1 米。这套淡黄色亚砂土堆积，从其色调、分布方式、组织结构特征等方面看，它应属风积物，是否与北方的马兰黄土相当，仍是值得深入研究的。

从上述 10 种沉积物的成因类型来看，有其各自的特点、分布地域及时空关系，但是，它们的形成和发展与庐山地区第四纪冰期、间冰期气候和自然环境的多次波动和变迁有密切关系，因此，冰川作用和冰期气候的演化，仍是研究沉积物成因的主线。

## 第四章 新构造运动

第四纪为新构造运动强烈活动的时代，它在第四纪地质发展历史中占有重要地位，它影响着现代的地貌分布格局，同时在某种意义上也影响着第四纪自然环境的变迁。新构造运动是地质历史上最新地质时期的构造运动，它直接反映在地貌形态和第四纪地层的变化上。因此，应从地貌学、第四纪地质学等方面入手进行研究，当然其他学科例如：地球物理学、构造物理学、地震学、考古学、历史地理等方面均可为新构造研究提供重要的方法和手段。

对于新构造运动的含义、时限、分类以及动力机制等问题，现今存在着不同的理解和认识，随着科学技术的发展及深入的调查和实践必定会不断提高和充实。本章仅就庐山地区新构造运动的表象、类型、基本特征以及构造运动时期等方面的问题进行简要的阐述。就庐山地区而言，第三纪末期至第四纪以来，即距今 3 Ma 年至现今的构造运动的有关问题进行讨论。

### 第一节 新构造运动的表象

新构造运动研究的方法很多，主要包括有仪器法、考古历史法、地貌学方法和地质学方法。前两种方法对于现今及历史时期的新构造运动极有帮助，后两种方法，即地貌学和地质学的方法对于研究自第三纪以来新构造运动研究的主要方法。自第三纪以来，我国大陆受喜马拉雅构造运动的影响对我国的地貌格局和发育起着重要的作用。同时，对我国晚新代的地质作用的发生和变化同样有着密切的关系。我国大陆从西到东的三级地貌阶梯的形成；第四纪火山活动；断陷盆地的形成；东低西高的地势分布；西部的剧烈抬升和剥蚀；东部的华北平原、江汉平原的大幅度下降和接受沉积；现代地震的活动；现今活动构造的异常活跃等，无不与新构造运动有关。

庐山地处我国东南部的丘陵平原地区之中，第三纪时期，在它及其邻近地区，均无第三纪沉积物的堆积。由此可见，庐山在第三纪时期仍处在一个较高的剥蚀区内，位于它的西部的江汉平原和洞庭湖地区有巨厚的第三纪沉积，在其东、南、北的安庆、武宁和靖安以及霍山及六安等地也有第三纪的沉积。从庐山的第四纪地质和地貌调查研究发现，自第四纪以来，庐山有多次的相对抬升运动，但是从较大范围来看，庐山处于我国东部相对下降区内的局部抬升区内，从而构成现今庐山高耸于丘陵、平原和江湖之间的地貌景观。它的新构造运动的主要表象如下。

#### 1. 地势上的巨大反差

庐山最高峰汉阳峰的海拔高程为 1474 m，其山巅群峰的平均海拔高程也在 1000 m 以上，山体周边形成较为陡峻的地势。山体四周均为海拔较低的丘岗地势，海拔高程仅有 300 m 至几十米不等。山北面为长江，东西两侧均为鄱阳湖、白水湖、七里湖、八里湖和赛湖等湖泊，其相对高差超过 1400 m，在地势上形成明显的巨大反差。

#### 2. 断崖地貌清晰

位于庐山两侧断崖清楚，山体东侧受海会-温泉断裂带控制，断裂常为北北东向分布，从庐山东南的温泉，海会至高垄以西一带断裂崖壁沿断裂带分布，如东南的秀峰寺、五老峰三叠泉、东面的海会寺等地均可见到陡直的悬崖绝壁。山体西侧的通远、东林寺、莲花洞以东的山崖陡壁，它沿西部的通远街-莲花洞、石门涧断裂也呈北北东向展布。庐山的抬升运动，是沿这两条断裂带之间间歇性的断块抬升的。

### 3. 山谷地形形态的变化

位于海拔 800 m 以上的山谷谷地为 U 形宽谷，谷地开阔，其间发现多处有冰川活动的堆积物，为较为典型的冰川流行的故道。在这一高度之下，沿庐山东西两侧所发育的现代流水谷道，均为深切的窄谷地貌，形成“V”字型的横切面，表明在第四纪时期冰川消融以后，庐山曾有过较强烈的抬升，河流急剧的下切形成深切的“V”型河谷地形。

### 4. 多层跌水，瀑布发育

多层的跌水及瀑布发育是庐山明显的地貌景观。例如，庐山东南秀峰的马尾泉瀑布，直落悬崖数十米；庐山东南的三叠泉，形成三级跌水台阶和瀑布；黄龙潭、乌龙潭等跌水；又如庐山的芦林湖出口处也有几十米的跌水发育。庐山的河流沟谷以庐山的北东展布之势，呈现以庐山为源头顺其东坡和南坡分别以北西-南东或北东-南西方向往山下倾注。从现发育的沟谷为深切窄谷，在沟谷的纵剖面上有明显的两级裂点，其海拔高度大致分别在 200—300 m 及 600—800 m。

### 5. 地震活动及温泉

据记载在庐山九江地区从公元 409—1911 年曾有过 11 次地震记录。这些历史地震的分布均与庐山东西两侧的温泉-海会断裂、通远-莲花洞断裂有着密切的关系，另外，同分布于庐山北部的武宁-彭泽的北东向断裂有关。由于这些断裂在第四纪时期的多次活动，庐山山地主要以断块差异的运动，山体多次抬升，在周围的地区相对下陷，例如，山体东侧的鄱阳湖，北部的白水湖、甘棠湖，西侧的八里湖、七里湖及赛湖等低凹的湖泊，以及形成多级的丘陵、岗丘。

### 6. 山前多级平台、湖岸岬湾曲折

据野外调查，卫片解释位于庐山的山前丘陵岗垄，可见有海拔高程大致 5 个高度不同的台面，分别为 20—40 m、60—80 m、180—200 m、280—300 m。鄱阳湖岸常可见到岬湾及曲折的湖岸，特别是庐山东麓的鄱阳湖岸湾多，湖岸曲折，一些较低的山岗、丘陵被湖水淹没形成湖湾，例如从北到南有麦荣湖、芳兰湖、鞋山湖、谷山湖、青山湖、枚溪湖、珠琳湖、西观湖及十里湖等。在湖中一些丘岗则形成湖中孤岛，例如，鞋山、蛤蟆石等。在山体北麓及西北麓有八里湖、赛湖、白水湖、甘棠湖、琵琶湖及桃湖等。

## 第二节 新构造的主要类型

新构造类型的划分应当依据各区自身的特点，即根据新构造运动各方面的性状进行。庐山地区地处我国华南断块区，其新构造运动的幅度较小，以局部的相对地块的升降为其主要形式的构造运动之性质。以地貌、地质上所反映的特点为依据，划分了该区如下几种类型：

### 1. 地垒、地堑

庐山山体受北北东-南南西方向新华夏系构造的控制，特别是晚新生代以来，该地区主要

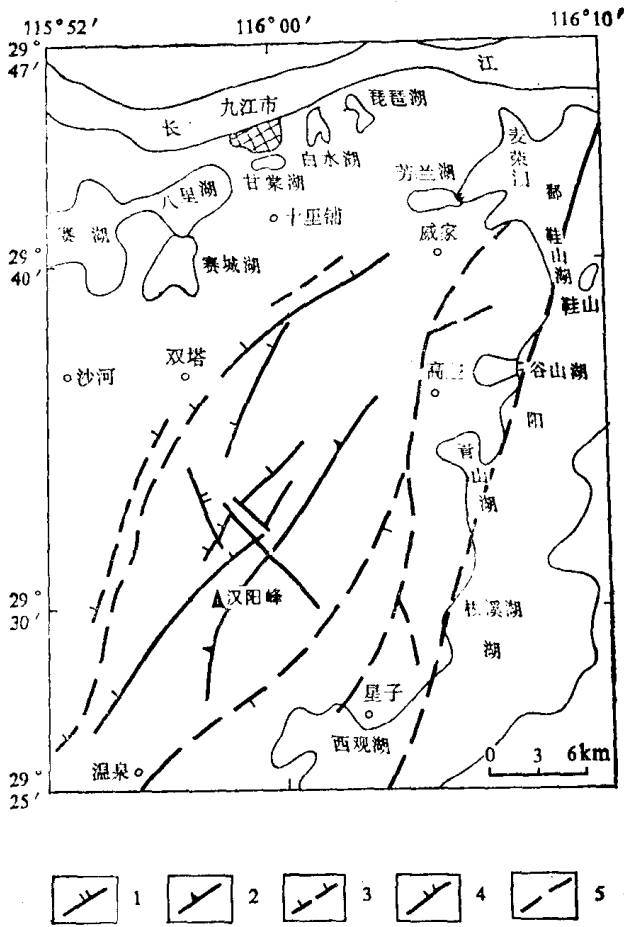


图 4-1 庐山晚新生代活动构造简图

1. 新华夏张扭性断裂；2. 压性断裂；3. 新华夏张性推测断裂；  
4. 新华夏张性断裂；5. 性质不明断裂

泊分布以及长江均受北部陵武-彭泽这一断裂的再次活动的影响，它也是构成庐山地垒和地堑谷地的重要的构造线之一。

## 2. 断裂构造

第四纪时期庐山的新构造活动在很多第四纪地层中有明显的反映，其主要构造活动方式以地垒及地堑的断裂构造为主要方式。它是在中生代以前的老构造基础上进一步活动，基本沿北北东构造线的方向发展，具有明显的继承性。例如，在庐山西侧的大姑冰期之后有一次较强的构造运动，庐山断块上升，沉积于山麓的第四纪地层受到构造运动的影响，在其沉积物中发生一系列的叠瓦式断裂(图4-2)，这些断层的断距不大，最大断距不超过 50 cm，断层均向西或北西方向倾斜，倾角较陡。看来，这些第四纪沉积物位于通远-莲花洞断裂的西侧，庐山的间歇性抬升，断裂上盘的沉积物向下运动，形成一系列小的断层。由此可见，庐山西麓的山岗丘陵正好处于断层的上盘，并向下运动，构成沙河地堑沉积谷地。在庐山的东侧位于赣江断裂带的西侧及温泉-海会断裂带的中间，由于这两断裂带的活动，使山麓地带的第四纪地层中出现断层及X剪切断面，例如图 4-3 所示，在灰白色粘土夹砾石的冰碛层中发现有两条大致平行的正断层，断层错断了该层中的亚粘土、砂及砂砾石的透镜体。又如，在浆粕厂的大姑冰期的冰水沉积物的黄色粗砂层中见有呈X形状的剪切断裂面及断层，这些剪切

受山麓东、西两侧的断裂的影响很大。山麓两侧有相互平行的断裂分布，山体间歇性的抬升，形成地堑式的断裂，在地貌上显示多级台面的展布。山麓的多级平台与断裂构造性质有关，东、西两侧的断裂均为正断层，断层面向北东、北西方向倾斜，即上盘为山前的多级平台组成的丘岗，下盘为庐山山体，上盘下降而下盘抬升，构成现今所见的成层地貌。

另外，在这些两侧的北北东向构造的主干断裂的两侧可见与其主干断裂的分支断裂发育，这些分支断裂由于主干断裂受压扭性应力的作用而形成，从而使这些分支断裂与主干断裂构成“人”字形构造型式。例如山麓东侧的断裂的相互关系见图 4-1。

庐山的地垒构造断块，由这一系列的断裂所构成。鄱阳湖地堑湖盆、沙河地堑谷地的形成，分别受庐山东西山麓的两大活动断裂所控制。庐山地垒构造断块以北的湖

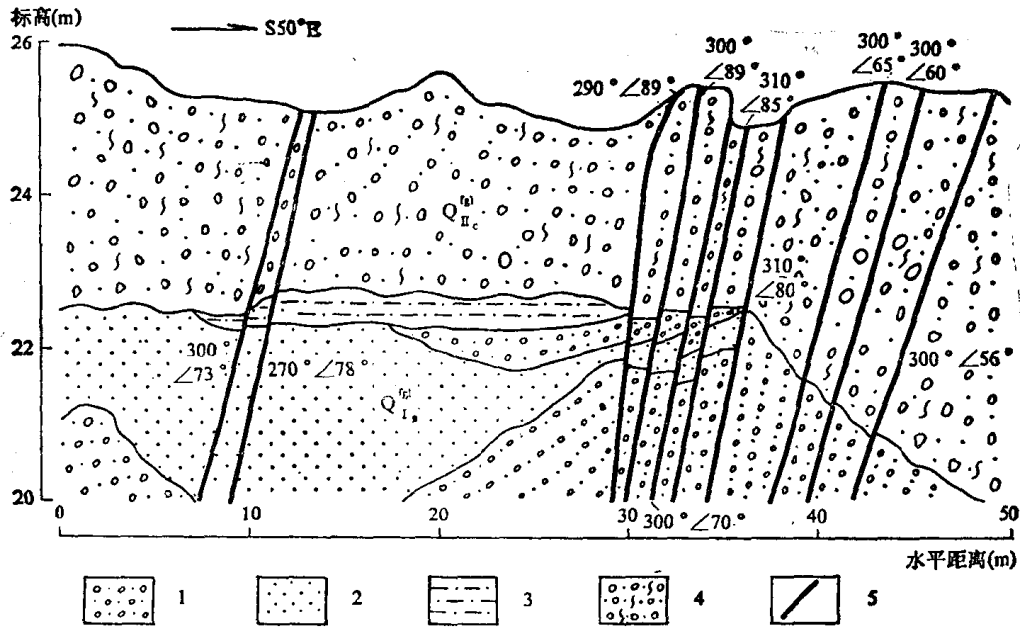


图 4-2 庐山金氏山庄第四纪地层中的断裂群

1. 棕红色砂砾石层; 2. 棕红黄色砂层; 3. 棕红色亚粘土; 4. 棕红色网纹亚粘土夹砾石;  
5. 断层(数字为倾向及倾角)

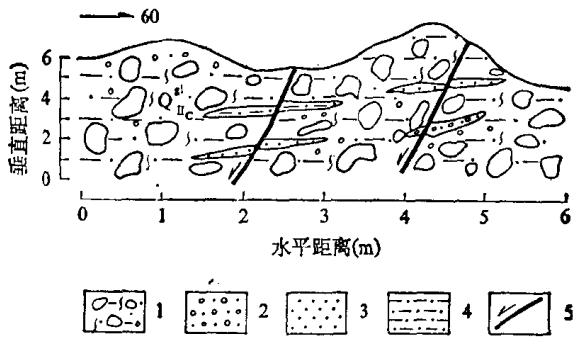


图 4-3 庐山白石嘴大姑冰碛物中的断层

1. 灰白色粘土夹砾石层; 2. 砂砾石; 3. 砂层;  
4. 亚砂土层; 5. 断层

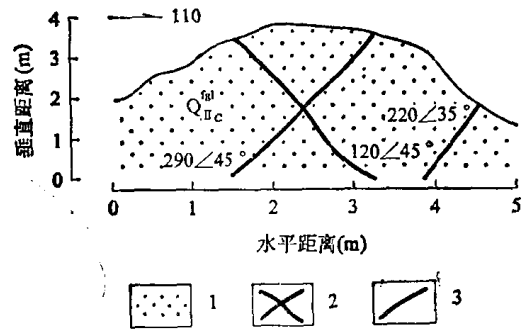


图 4-4 庐山白石嘴紫柏厂附近冰水沉积砂层中的X剪切断面及断层

1. 黄色粗砂; 2. X剪切断面; 3. 断层

断层及断层的层面上都呈现棕黄红色的铁质，有的富集成铁盘式铁板状，这些断层其位移量均不大，估计最大仅十几厘米(图 4-4)。在姑塘镇附近见到大姑冰期的冰碛物中的砾石沿湖岸都近直立排列，但远离湖岸，这套砾石的产状又恢复其原有的堆积产状。这些现象也反映了赣江断裂沿北北东方向有过压扭的构造应力场的作用，而导致第四纪地层中的X剪切断层以及砾石的直立翘起。

上述这些第四纪地层中的断层、剪切面及砾石层的错位都说明，在第四纪时期庐山的新构造活动以山体的断块上升以及东、西、北部形成地堑湖盆和谷地为总特征。

### 3. 掀斜构造

庐山地区的新构造类型还有一种具有它明显的代表性，即掀斜构造类型。掀斜构造在这

里有非常明显的反映。首先,从山麓的多级台面的分程可以看到它们的差异。例如,山麓的最高一级台面位于山麓西侧的莲花洞的花山海拔达 320 m 左右,但上覆的第四纪沉积物为下更新统的鄱阳期冰碛物,然而在庐山的东侧最高一级台面为海会的大排岭,其海拔高程为 280 m 左右,其上所覆盖的第四纪地层为下更新统的大排冰期的冰碛物。山麓东侧相当花山的第四纪地层即下更新统的鄱阳期冰碛物仅堆积于 170—190 m 高程的台面上,同一期沉积物其东西两侧的高程相差 50—30 m。第二,在庐山以北地区的九江市的长江河段,长江北岸为广阔的冲积平原,南岸靠近庐山地区只是岗丘地形,庐山南坡则很少或者几乎见不到早、中更新统地层的出露,多为其前第四纪的基岩山地和丘陵。由此可见,庐山北部上升的速度较快。综上所述,庐山的掀斜构造运动以西北向东南以及由北向南掀斜的方式隆升。

### 第三节 新构造运动的基本特征

根据庐山在我国地壳相对位置,即处于我国新构造断块活动的华南断块区;同时又处于我国新构造运动的相对沉降区之内,因此,它有其自身的独特性。依据地壳运动的作用及表象看,主要表现为断裂活动、断块的升降、地震活动等。其主要特征是以断块(山体)的抬升及地堑湖盆及谷地的相对下降表现的最为显著。这里,仅就断块运动的差异性、继承性及间歇性等三方面的问题,进行简要介绍。

#### 1. 构造运动明显,差异性突出

前面已经提到,庐山地区位于我国新构造断块活动区的华南断块区,同时依据其构造运动的幅度及性质,它又处于我国大陆三级阶梯地貌的最低一级阶梯,即相对沉降地区之中。虽然,庐山处于新构造运动这样一种大的背景条件之下,但它又以在相对沉降区中的相对的断块上升地段。因此,其新构造运动在地质、地貌等方面均有诸多反映。例如在地质方面,温泉、地震、第四纪断裂、第四纪地层的不整合关系等;在地貌方面,如深切的峡谷、瀑布的发育、悬崖峭壁、山前多级平台、岬角和湖湾等。

上述这些地质、地貌所展示的新构造运动的表征,在庐山地区并非处处相同,它们表现在构造运动的幅度上及性质上仍有着显著的差异性。在第四纪时期的不同阶段,在各个地段构造运动的幅度、强度及性质是不同的。在幅度和强度方面的差异性:例如第四纪早期,即早更新世早期,也就是在大排岭冰期及大排岭-鄱阳间冰期时期,大致在距今 3.00—1.80 Ma 以前的这一时段,庐山东西两侧其构造运动就有着明显的差异。研究表明,这一时期,位于庐山东麓海会到星子县附近,有较厚的堆积物(如 ZK<sub>503</sub> 孔所揭示),而在山的西侧则未发现此时段的沉积物,因此,可以断定在这一时段庐山相对有较大的上升量,或者说,庐山东麓山麓地区有相对较大的下降量;与此相反,庐山西侧在这一时段未有第四纪同时段的堆积,则说明,在这一侧其地壳是相对稳定的,没有形成明显的相对量较大的构造活动。很显然,从这一实例可以看到庐山东西两侧的新构造运动的幅度及强度有很大的差异性。又例如,在中更新世时期,大姑冰期之后,有一次明显的新构造运动,大姑冰期沉积物之上有明显的不整合面,一些地段大姑冰期以及以前的沉积物中有断层、剪切断裂面的发育,就这次新构造运动来说,东侧山麓相对下降要比西侧幅度大,但其构造强度来说,西侧的强度比东部大;因为西部山麓相对下降量小,然而在第四纪地层中的断裂更为发育。

东、西两侧其构造运动的性质方面也存在着明显的差异。从本章第二节的图 4-2—4 所

反映的第四纪地层中断裂的性质是有所不同的，庐山西侧的断层均以正断层为主，而东侧的断裂面很多都与压扭构造活动有关，如白石嘴砂层中的X剪切断面，姑塘第四纪大姑冰碛砾石的直立排列及翘起等现象得到证明。

从上述的几方面的情形得以证明，庐山地区新构造运动有着明显的差异性特征。

## 2. 断块升降,继承性明显

庐山的新构造运动以断块升降运动为主要的运动方式，这种运动方式与它的老构造体系有着密切的关系。庐山的老构造主要由北北东向构造体系的控制，其新构造的发生和发展均是在北北东构造体系的基础之上，具有明显的继承性。从图4-1中可以看到，这些活动断裂都是沿老构造而活动的，例如山体东、西两侧的断裂、海会-温泉断裂、通远-莲花洞断裂均属此列。温泉、断崖地貌、山麓多级平台的界线也沿北北东方向展布。第四纪地层的分布从老到新也基本上由山麓到湖盆或谷地依次分布，构成沿山体展布方向而分布，它既把断块的升降方式展现出来，又把新构造运动的继承性表现出来。

## 3. 新构造运动的间歇性

据上述，庐山地区的新构造活动是在前第四纪构造运动的基础上发育的，具有明显的继承性。但是，在整个第四纪时期，其构造运动的幅度和强度不是相同的，依据第四纪的地貌、地质上的反映，可以看出，某一时期构造活动的幅度和强度较大；而另一时期构造活动的幅度及强度不甚明显，因此，庐山地区的新构造运动有相对的活跃期及相对宁静期的变化。由此可见，庐山新构造运动具有明显的间歇性。

依地貌特征，地层之间的层序关系，构造运动的现象，以及构造(断裂)运动的成生时代和强度，可以划分出构造的活跃期及宁静期的确切时期：

新构造活跃期有如下几个期：

(1) 早更新世早期 即大排冰期(Q<sub>1</sub>)之后，这个时期主要表现为山体的抬升和山麓、湖盆及谷地的下降。例如，星子县附近的汪家村的凹陷谷地中，就沉积较厚的大排-鄱阳期间冰期的河湖相地层。

(2) 早更新世中期 即鄱阳冰期之后，又发生了一次地壳运动。这次运动的幅度相对较小，山体仍以小量上升，山麓相对下降。其主要表现是，同期堆积物出现分布于不同高度(相同地段)，其上有后期沉积物不整合覆盖。

(3) 中更新世早期 即大姑冰期之后，这次构造运动在庐山地区，在强度方面尤为突出。在它之后有明显的整合面发育外，该期沉积物中发现众多的断层、X剪切断面、地层变形等，这次构造运动，主要以升降及水平扭动构造运动有关。

(4) 中更新世末期 即在此期网纹红土堆积之后，有较轻的构造活动，主要表现为，网纹红土被断层切割，该层之上不整合晚更新世的黄褐色亚粘土层。

(5) 晚更新世末期 即与全新世初期之间，这一时期主要表现为，沟谷的下切，全新世的沟谷堆积、山体进一步抬升，广大山前继续有冲积相、河湖相的沉积，沉积厚度不大，因此，此期的山体和山麓的相对升降量不很大。

新构造宁静时期，在位于这5个相对活跃期之间是新构造相对稳定的时期，构造运动无明显的表现。

## 第四节 新构造运动时期

综上所述,对本区新构造运动的表象(包括地貌、地质等)、新构造的主要类型及新构造运动的基本特征有了基本的了解和认识,从而进一步了解新构造运动的时期,也是研究新构造运动的重要方面。

显然,本区的新构造运动具有鲜明的阶段性的特点,有活跃期与平静期的交替。活跃期(也称爆发期)的时限是这节主要讨论的问题。从第四纪地层的形变,地貌发育特征以及断裂活动的时期的关系进行分析,初步可以确定本区的新构造期内有5个构造运动阶段。它们从老到新依次为,距今3 Ma左右,距今1.6 Ma左右,距今0.90 Ma左右,距今0.20 Ma左右以及距今0.01 Ma左右。

**第一构造阶段** 始于距今3 Ma左右,大致延续至早更新世早期。即从上新世末期至早更新世初,以大排岭冰碛层不整合于前第四系地层之上为其构造标志。表现为庐山山体的断块隆升、山麓下降的块断运动,在一定范围内产生早更新世的局部断陷凹地的差异运动。前期气候寒冷为冰川活动,后期气候变暖冰川消融,在一些断陷凹地中堆积深水的河湖相沉积,此时差异性运动变缓和沉降均一。

**第二构造阶段** 始于早更新世中期至末期。以鄱阳冰期冰碛物不整合于鄱阳-大排间冰期河湖相地层为其标志。前期气候寒冷,冰川流行,后期气候又变温暖,冰川消融,沉积相由冰碛相转变为冲积相沉积。红土化作用明显增强,反映了这一时期的差异性运动较为和缓。

**第三构造阶段** 始于中更新世中期至晚更新世初期,以大姑冰期冰碛物,冰水沉积的断层, X 剪切断面的出现,由黄褐色亚粘土不整合于这个时期沉积物之上为主要标志。它主要表现为较强的快速升降过程中,并具有北北东向的水平扭动的构造活动。庐山东西两侧山麓、湖盆及谷地有较大的下沉。前期气候寒冷,形成山麓冰川,堆积了大姑冰碛的冰碛层。后期气候变得温暖而湿润,发育了广泛的网纹红土(冲积相)层。

**第四构造阶段** 始于晚更新世中期,以黄褐色亚砂土不整合于晚更新世早期以前的地层之上为主要标志。在下覆的网纹红土及晚更新世地层可见有小的错动及裂缝。广大山麓地带继续接受沉积,沉积物厚度不大。此期庐山仍以断块上升,但强度相对较弱。

**第五构造阶段** 它始于晚更新世末期,直延续至今。主要以全新统地层不整合于前第四纪的地层之上,在山麓的湖盆(鄱阳湖、八里湖等)继续作相对沉降外,全区以侵蚀为主的现代河流、沟谷发育和下切时期,形成深切的沟谷。主要表现为较强烈的山体的隆升过程的差异运动。



## 第五章 第四纪沉积物特征

对第四纪沉积物特征的研究及确定沉积物类型,是研究和划分地层层序,恢复和重建第四纪沉积环境及其论证第四纪演化历史和规律的基本依据。因此,在对庐山地区第四纪沉积地层研究时,尽可能广泛地采用目前国外、国内较为先进的方法和手段。主要采用的研究方法,即利用岩石地层学、生物地层学、年代地层学、气候地层学、地球化学、磁性地层学等学科。研究手段即采用砾石组构分析、粒度分析、重矿物分析、粘土矿物分析(包括差热分析、X光衍射分析、透射电镜分析和能谱分析等)、古地磁测试, $^{14}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析,石英颗粒表面构造的电镜扫描、光谱分析、化学分析、孢粉分析、显微构造分析。通过上述的方法和手段,获得大量的数据和宝贵的对比资料。这些数据和资料对于阐明庐山第四纪地层的沉积物的特征提供了极为丰富的资料,同时,为庐山地区第四纪地层的划分和对比,以及探讨庐山第四纪环境的演化,以及进一步论证庐山第四纪冰期的存在和划分奠定了较为坚实的基础。

### 第一节 沉积物的岩性特征

庐山地区第四纪沉积物的岩性特征,包括沉积层的颜色、沉积层的岩石成分、沉积旋回及铁锰结核和斑痕的分布等几个方面。

#### 1. 沉积层的颜色

庐山地区第四纪沉积物的颜色变化,受后期多次气候冷暖变化的影响,从粗略的宏观观察不易区分,但是通过钻孔、新剖面的开挖还是可以在不同时代以及各个时代中发现色调的变化。总的说来,全新统主要以淡黄色、灰黄色为主体色调;晚更新统以褐黄色、红棕黄色为主;中更新统以灰白色、棕红色为主;早更新统以灰褐色、棕黄色为主。晚更新统冰期以棕红黄色、棕红色为主调,间冰期以褐黄色为主。中更新统冰期以灰白色、灰黄色为主,间冰期以棕红色为主。早更新统冰期以棕红黄色为主,间冰期以灰褐色、棕黄色为主。

总之,从钻孔及新开挖的剖面看,从早更新统至晚更新统的色调由偏灰白、灰黄逐渐加深到棕黄、棕红色,冰期后过渡到间冰期,由于后期湿热化程度的加强,冰期沉积物色调加深,特别是那些暴露于地表的剖面或者沉积厚度较小的剖面。

#### 2. 沉积层的砾石成分

庐山地区第四纪沉积层的物质是来自庐山山体的基岩本身,从岩石成分可以看出,主要以长石石英砂岩、石英砂岩、硅质岩、花岗片麻岩、凝灰岩等,它们主要从庐山的震旦系、寒武系及侏罗系的侵入岩中剥蚀而来。从早更新统至晚更新统的沉积物中其岩石成分均无多大差异。

#### 3. 沉积旋回

沉积旋回是由数个或一个厚层的沉积韵律所组成,而沉积韵律又是由沉积层的颗粒大小所组成的变化系列。沉积旋回及其沉积韵律的变化及其形成的机制是相当复杂的过程,它取

决于物质的来源、动力条件、搬运过程和距离、堆积过程和速度、沉积的环境以及气候的变化等多种因素。这些因素又是相互影响，彼此制约，不能分割的。依据对庐山的砾石组构、沉积物的粒度分析结果，并结合庐山地区的第四纪历史的演化，第四纪沉积时期存在着5个大的沉积旋回，就其成因而论有冰碛及冲积旋回、冰水冲积旋回、河流相沉积旋回。

从庐山地区第四纪沉积的结构上可以划分为10个岩性段，现将其各个旋回的变化规律及特征概述如下：

第Ⅰ旋回 此旋回为早更新世时期的沉积，自下而上，由粗到细的变化。下部为粘砂夹巨大砾块所组成，中上部为粘土夹细砾并逐渐过渡到粘土及亚粘土层。通过砾石组构分析、粒度分析及石英颗粒电镜扫描分析，具有冰碛的多项特征，反映了冰川沉积特征，其中上部为冲积相和流水作用沉积的微层理及交错层的特征，反映了河流相及湖相特征。

第Ⅱ旋回 相当于早更新世沉积的上部，自下而上，由粗变细，其下部为砂质粘土夹细砾，向上逐渐变为以粘砂夹少量细砾、粘砂及粘土层。通过电镜扫描、矿物分析以及显微构造分析，地层下部具有冰川作用的特征，同时也有微层理结构特点，是冰期时冰川前沿的冰水相沉积。而上部则以冲积和流水作用为主，为河流相沉积。

第Ⅲ旋回 相当于中更新世时期的沉积，由下往上，为粗变细，底部以粘土夹砾石所组成，上部则由棕红色白色带条的网纹亚粘土或粘土所组成。依据矿物分析、石英电镜扫描及其砾石组构分析，反映底部为冰川相沉积。上部网纹红土层，其中可见有4个沉积韵律的变化，每个沉积韵律是由细到粗的变化，即由粘土向亚粘土或砂土变化，以河湖相为主。

第Ⅳ旋回 相当于晚更新时期的沉积，其基本特征是，从下往上由粗变细的规律，在庐山山体上，下部以粘土、亚砂土夹砾石，上部则为较细的砂、粉砂所组成。在山前平原则表现为由底部的亚粘土层向上部亚砂土变化规律。从山上底部砾石层的砾石特征，胶结物的显微构造特征、石英电镜扫描等方面所获得的结果反映为冰川相沉积；而山下则反映为冲积相的河流堆积。在此旋回的上部均反映河流相沉积特征。

第Ⅴ旋回 相当于全新世沉积，岩性由砂砾向上变为粉砂或砂土层的河流相二元结构。

#### 4. 铁锰结核及斑纹的分布

铁锰结核，是灰黑色铁锰质球状体。而铁锰质斑纹常呈斑状或印模状出现于土层的缝隙之中。本区呈球状铁锰结核主要出于早更新统上部和中更新统的棕红色网纹土层以及晚更新统的褐黄色亚粘土层中。铁锰斑痕和印模主要分布于晚更新统土层里。

## 第二节 砾石组构特征

庐山地区出露于地表并分布最为广泛的是前人所称的大姑期的棕红色(风化壳)及灰白色的粘土夹砾石层，此层对于进行砾石组构分析最具有代表性，同时此层易为人们注意，也常对此层的成因引起争论，据前人研究<sup>[17,53]</sup>，对该层的成因有着两种不同的看法，一种看法，认为该层粘土砾石层为泥石流而形成或者为冲积洪积扇；另一种看法，认为此层砾石层的结构和构造以及它本身的特征不具有泥石流和冲积洪积扇的特征，而应该是由第四纪冰川作用的结果。基于这些看法的明显对立，我们就利用砾石组构分析方法，进行了砾石要素的统计、归纳，对砾石的砾度、砾态、砾向和砾性进行了分析，并由此求出有关参数，来判别砾石层

中砾石的分布规律，沉积物组构特征，推断其搬运过程中的介质条件和沉积环境。

### 1. 测点的选择

本区上述砾石层主要集中分布于庐山东侧的高垄至白石嘴地区；另一片则分布于庐山西侧的花山至七里湖之间。现以高垄至白石嘴之间为例来讨论。此砾石层在高垄—白石嘴之间呈半环状垄岗地貌展布，对于这一地貌形态有着两种看法；一种认为是粘土砾石层所堆积的地貌形态，确认为冰碛和冰水沉积；另一种认为这些粘土砾石层是冲洪积或泥石流的堆积物，后经流水重新切割和破坏所形成的现今地貌形态。

为了验证这两种判断的正确与否，我们沿粘土砾石层垄状堆积体的两侧布置测点，把半环状突出的一面称外侧，把相反一侧称为内侧。为此，在第一道垄布置 2 个测点；第二道垄布置了 3 个测点；第三道垄布置 2 个测点；第四道垄布置 1 个测点（图 5-1，表 5-1）。

### 2. 粒度分析

粒度分析包括颗粒的主轴(a、b、c轴)长度、平均粒径(即 $d$ 值)长度以及体积大小的分

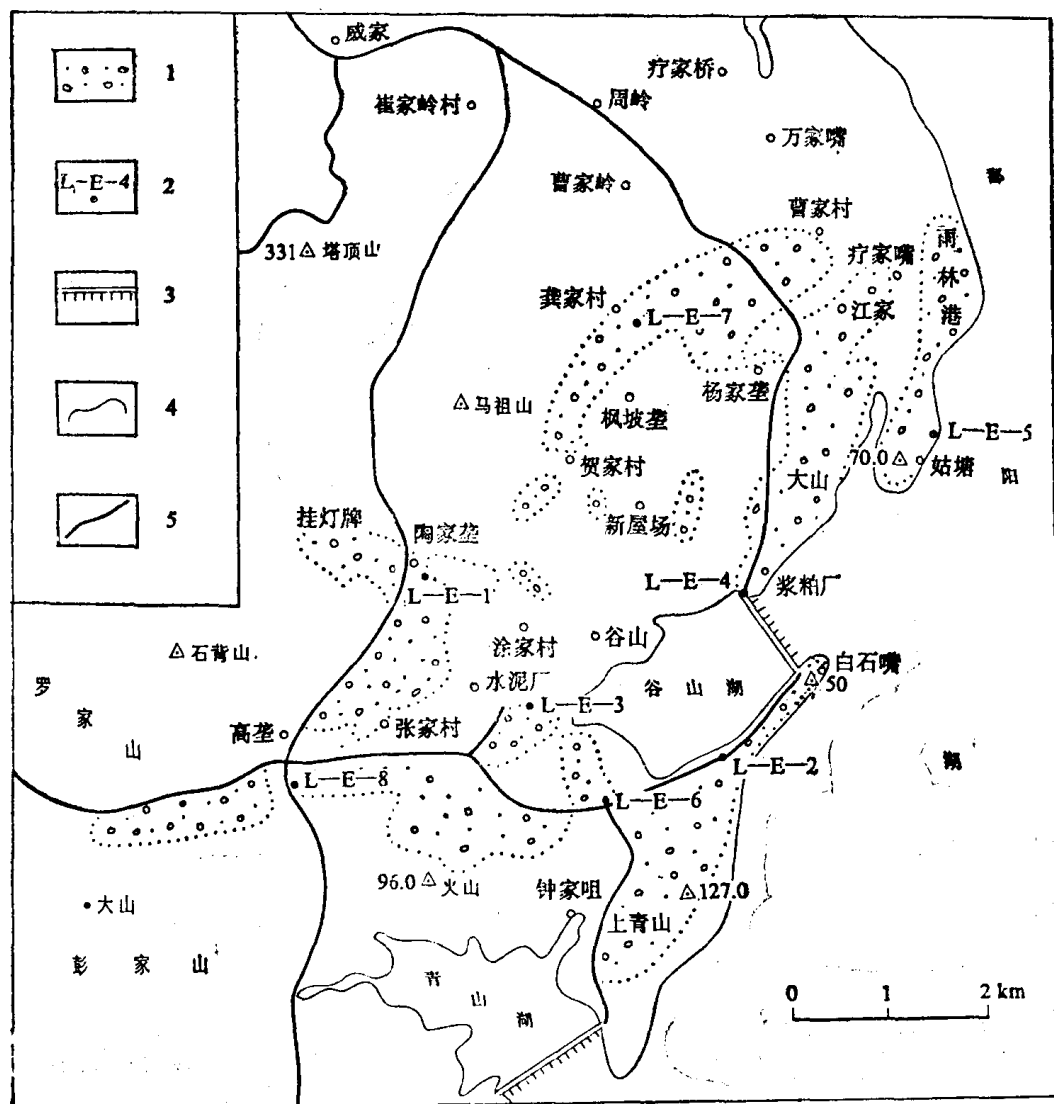


图 5-1 庐山高垄-白石嘴粘土砾石层分布及砾石测点位置

1. 大姑冰期冰碛；2. 测点位置；3. 湖堤；4. 湖岸线；5. 公路

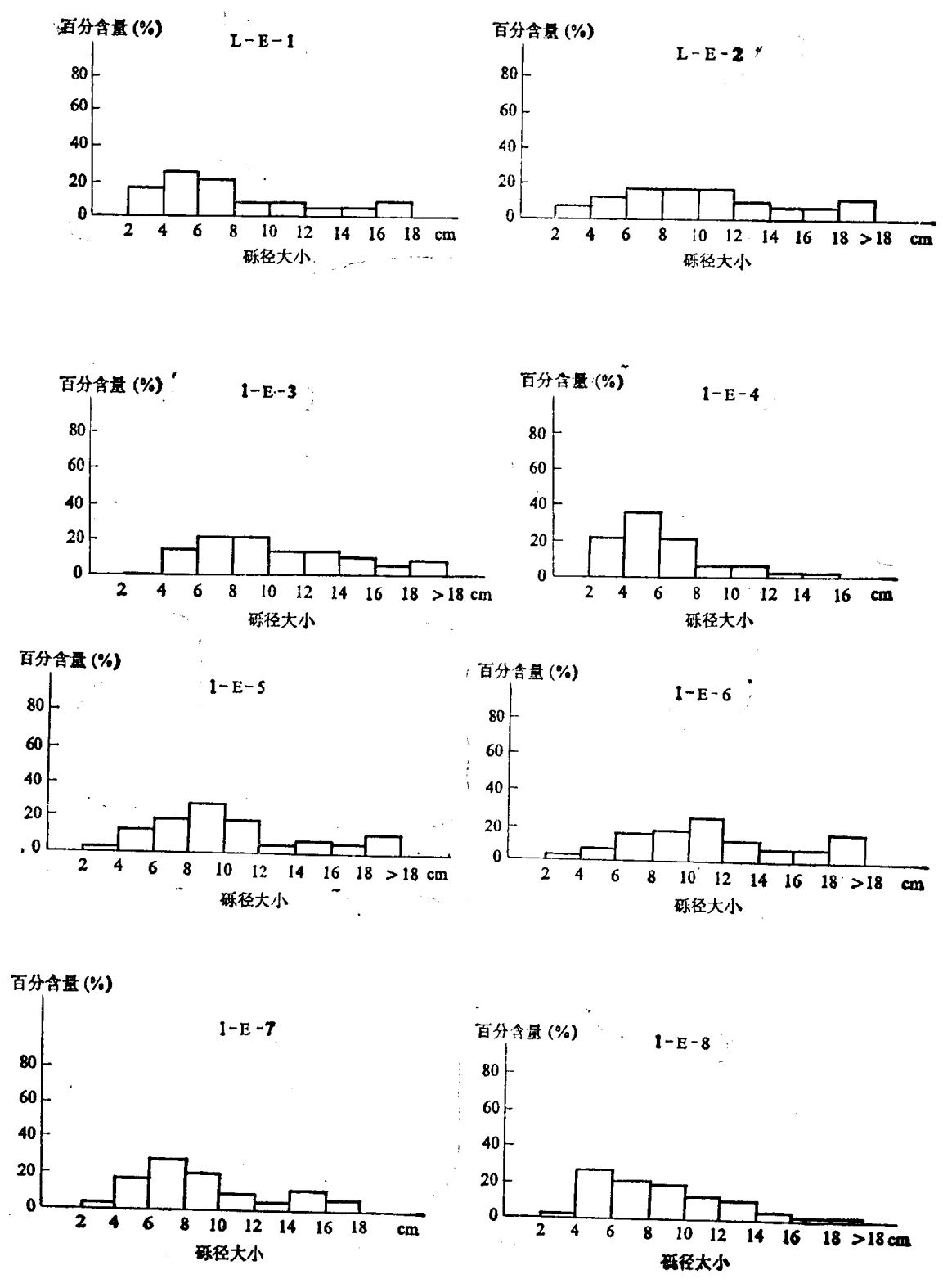


图 5-2 砾石长轴(a轴)长度分布图

表 5-1

粒 组 测 点 表

测点编号	测点位置	地貌部位	沉积物性质	成因类型	注
L-E-1	陶家垄	第四道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰水	垄外侧
L-E-2	白石嘴谷山湖	第一道垄岗	灰白色粘土砾石层	冰碛	垄内侧
L-E-3	庐山水泥厂东	第三道垄岗	灰白色粘土砾石层	冰碛	垄内侧
L-E-4	曹家村	第二道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰碛	垄内侧
L-E-5	姑塘镇	第一道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰水	垄外侧
L-E-6	青山垦殖场	第二道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰水	垄外侧
L-E-7	李家坂	第二道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰川-冰水	垄外侧
L-E-8	高垄中学	第三道垄岗	棕红色粘土砾石层	冰川-冰水	垄外侧

析。砾石沉降速度的快慢；取决于搬运的介质性质和条件。将各测点求得的 a、b、c 三轴的平均粒径 ( $\bar{d}_a$ 、 $\bar{d}_b$ 、 $\bar{d}_c$ ) 及等体积球径列于表 5-2。

表 5-2

各测点砾石粒径统计表

测点编号	$\bar{d}_a$	$\bar{d}_b$	$\bar{d}_c$	$\bar{d}$
L-E-1	8.26	6.31	3.05	5.42
L-E-2	11.78	8.52	4.74	7.81
L-E-3	10.88	7.72	3.91	6.70
L-E-4	6.49	4.61	2.32	4.11
L-E-5	10.79	7.85	4.18	7.10
L-E-6	15.98	11.19	6.37	10.44
L-E-7	9.67	7.01	3.64	6.27
L-E-8	8.89	6.42	3.66	5.93

单位：cm。

从表 5-2 中看出，砾石的 3 个(a、b、c)平均粒径和等体积球径，没有随着离山体越远而逐渐变小，其变化恰巧与其相反，这样的粒度变化是流水作用或泥石流作用所不能形成的。再如以砾石的长轴(a)的长度为例，同样也反映出上述的特征(图 5-2)。从测点 L-E-1 及 L-E-2 两点的砾石长轴的分布可以看出，前者分选相对较好，后者相对较差。这里要着重说明一点，在进行砾石测量时，较大的砾石如超过 50 cm 乃至大于 1 m 以上者，由于测量有一定困难未将这些砾石统计进去。因此，此统计结果只能说明砾石分选度的大致概况。

离差系数  $C_r$ ，以表示各测点的砾石分选程度。利用公式：

$$C_r = \frac{\sigma}{\bar{X}}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum f(X_i - \bar{X})^2}{n}}$$

$$\bar{X} = \frac{\sum fX_i}{n}$$

式中， $\sigma$ ：均方差； $\bar{X}$ ：粒径算术平均值； $n$ ：组数； $X_i$ ：粒径大小。

求出各测点砾石的分选系数(列于表5-3)，从各测点所求出的离差系数来看，a轴的分选程度较好，b轴较差，c轴最差。除L-E-1外，各测点均看不出明显的差异，它也不反映河流沉积、泥石流沉积的沉积特征——砾石的分选度随流径的距离越远，分选度也随着增高。

表 5-3 各测点砾石的分选系数

沉积部位	测点编号	离 差 系 数 ( $C_r$ )		
		a	b	c
第四道垄外侧	L-E-1	1.01	1.49	2.97
第一道垄内侧	L-E-2	0.56	0.96	1.26
第三道垄内侧	L-E-3	0.59	0.83	0.98
第二道垄内侧	L-E-4	0.85	1.09	1.18
第一道垄外侧	L-E-5	0.53	0.95	1.29
第二道垄外侧	L-E-6	0.76	1.37	2.27
第二道垄外侧	L-E-7	0.57	0.84	1.36
第三道垄外侧	L-E-8	0.64	0.59	0.86

### 3. 粒态分析

砾石的粒态包括颗粒的形状、球度、扁度和磨圆度等各个参数来表达它的特征。采用球

度公式  $\varphi = \sqrt{\frac{abc}{a}}$  和扁度公式  $F = \frac{a+b}{2c}$  来计算各测点砾石的  $\varphi$  值和  $F$  值(表5-4)，从所求

得球度( $\varphi$ )和扁度( $F$ )值来看，各点的数据相差不大，球度值偏小而扁度值偏大。值得注意的是，离庐山山麓较远的第一、二道垄其砾石的球度值较小；相反，距山麓较近的第二、四道垄的砾石的球度值反而增大，而扁度值的变化正好相反。这一分布状况与正常流水作用

表 5-4 各测点砾石的球度和扁度

沉积部位	测点编号	球 度( $\varphi$ )	扁 度( $F$ )
第四道垄外侧	L-E-1	0.65	2.30
第一道垄内侧	L-E-2	0.66	7.14
第三道垄内侧	L-E-3	0.63	2.38
第二道垄内侧	L-E-4	0.63	2.39
第一道垄外侧	L-E-5	0.65	2.23
第二道垄外侧	L-E-6	0.65	2.13
第二道垄外侧	L-E-7	0.64	2.29
第三道垄外侧	L-E-8	0.68	2.09

的情形有所不同。一般情况下(水流条件),砾石的球度变化受搬运距离的控制,搬运越远,球度增大。可以推论,砾石在搬运过程中可能处于悬浮或半悬浮状态(在流体中),当然,在流水介质的条件下进行长距离的搬运不大可能,因此,在冰川介质条件下搬运是合乎情理的。

砾石磨圆度( $P$ ),是指砾石在搬运过程中磨蚀状况,用哈巴科夫5级表目估砾石的磨圆度,然后,将测算的砾石磨圆度进行统计并计算出各测算砾石的磨圆百分数(表5-5)(其磨圆度越好其百分数也就越高)。

表 5-5 各测点砾石的磨圆度百分数

沉积部位	测点编号	$P$	沉积部位	测点编号	$P$
第四道垄外侧	L-E-1	42.60	第一道垄外侧	L-E-5	41.20
第一道垄内侧	L-E-2	42.00	第二道垄外侧	L-E-6	51.20
第三道垄内侧	L-E-3	48.80	第二道垄外侧	L-E-7	43.00
第二道垄内侧	L-E-4	34.60	第三道垄外侧	L-E-8	61.60

从上表看到,垄的外侧与内侧磨圆度有所不同,外侧部位砾石磨圆百分数偏大,内侧则偏小;有趣的是靠近山麓的第四道垄其砾石的磨圆度百分数较大,近鄱阳湖岸的第二、一道垄其砾石的磨圆度百分数反而较小。从这一侧面反映了一个事实,即砾石层的堆积和搬运并未遵循河流流水介质搬运规律,也与泥石流的搬运规律不一致<sup>[61]</sup>。这就迫使我们考虑到,只有冰川作用和冰川消融过程才有可能出现这种情形。每一垄的砾石堆积体的外侧砾石磨圆度百分数增大,这是因为,冰舌停顿或消融成水,以致前缘水流作用加强的结果。

#### 4. 粒向分析

沉积物颗粒的排列方向主要受搬运介质的性质、流向、流速的变化等因素控制。因此,通过砾石层的砾向统计分析,为恢复砾石层的搬运方式、搬运介质有着重要意义。

通过对砾石 a 轴和 ab 面方位、倾向和倾角的测量分析结果列于表 5-6 中,然后通过用等密图的方式展示出来(图 5-3—7)。从上述粒向分析数据及等密图反映的砾石定向结构的特征,可以得到以下几点认识。

(1) 砾石的排列方位并不按照流水作用的规律<sup>[62,63]</sup>排列,也不按照泥石流的排列特征<sup>[64]</sup>。如,白石嘴、曹家村等地测点,若按流水作用规律,ab 面、a 轴应垂直于 S 40°W 的方向,但它们的倾向分别朝向 SE 及 S 的方向。

(2) 依据现代泥石流砾石的粒向研究表明<sup>[64]</sup>,砾石的 ab 面应倾向谷地上游,a 轴应平行或者斜交其谷地方向,但从上述表中所列的数据并不反映这种规律。

(3) 每条垄岗堆积的砾石层的内侧、外侧砾石定向结构有其差别;外侧排列较好,砾石方位较为集中,而内侧砾石排列较差,砾石方位的分布较为分散。这样一种砾石的定向结构,显然不是流水作用与泥石流作用的定向结构特征。

总之,该砾石垄状堆积,既然不符合流水和泥石流作用特征,也不会由风力搬运所致,只能用冰川作用才能加以解释。

表 5-6

高堽-白石嘴大姑期砾石层砾向数据

测点编号	砾石的 搬运方向	扁平面密集部			长轴密集部			平均砾径 (a轴) cm
		倾 向	倾角	百分数 (%)	倾 向	倾角	百分数 (%)	
L-E-1	E	SW12°	45°	10	SW9°	45°	7	8.26
		SW15°	73°	6	SW22°	72°	7	
		SE48°	38°	6	SE51°	18°	6	
		NE38°	35°	6	SE72°	0°	6	
					NW60°	0°	6	
					SE85°	0°	5	
L-E-2	NE60°	SE28°	42°	9	SE58°	38°	6	11.78
		SE45°	13°	7	SE21°	42°	4	
		SE78°	48°	5	SE82°	8°	4	
		W	35°	5	SW20°	20°	4	
		SE40°	70°	4	NE30°	30°	4	
					NE82°	27°	4	
L-E-3	E	NE10°	54°	12	NE3°	52°	17	10.88
		NE52°	43°	7	N	90°	7	
		SW10°	65°	4	NE48°	52°	7	
L-E-4	NE60°	S	10°	12	NW58°	25°	6	6.49
		SW78°	45°	6	SW38°	19°	6	
					SE50°	19°	5	
L-E-5	NE45°	NW20°	30°	9	NE50°	76°	7	10.79
		NE55°	47°	5	NW30°	18°	7	
					NW32°	58°	6	
					NE42°	20°	5	
L-E-6	E	SW50°	48°	10	SW55°	57°	9	15.98
		W	62°	7	SE58°	7°	7	
					NW40°	10—42°	4	
L-E-7	N	SE22°	48°	8	SE32°	38°	5	9.67
		SE32°	35°	8	SE13°	8°	4	
		E	10°	7	NE20°	33°	4	
		NE3°	28°	6	NE76°	17°	4	
					NW50°	20°	4	
L-E-8	E	SE43°	13°	9	SE15°	52°	6	8.89
		SE62°	42°	6	SW30°	18°	6	
		S	53°	6	SE70°	48°	4	
					SW62°	48°	4	
					NE70°	6°	4	
					NW7°	8°	4	



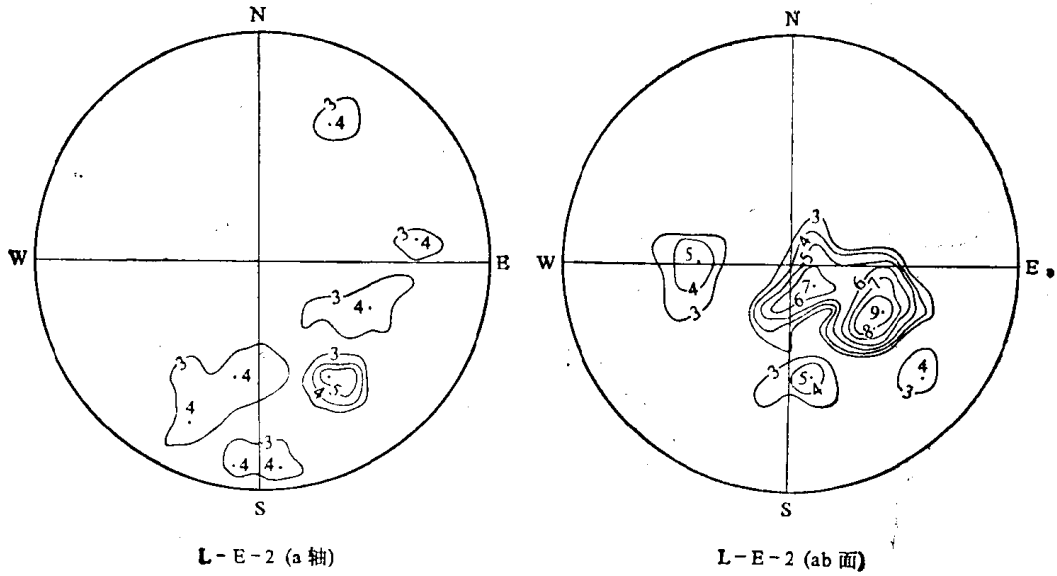


图 5-3 L-E-2 测点(垄内侧)砾石层砾向等密度图

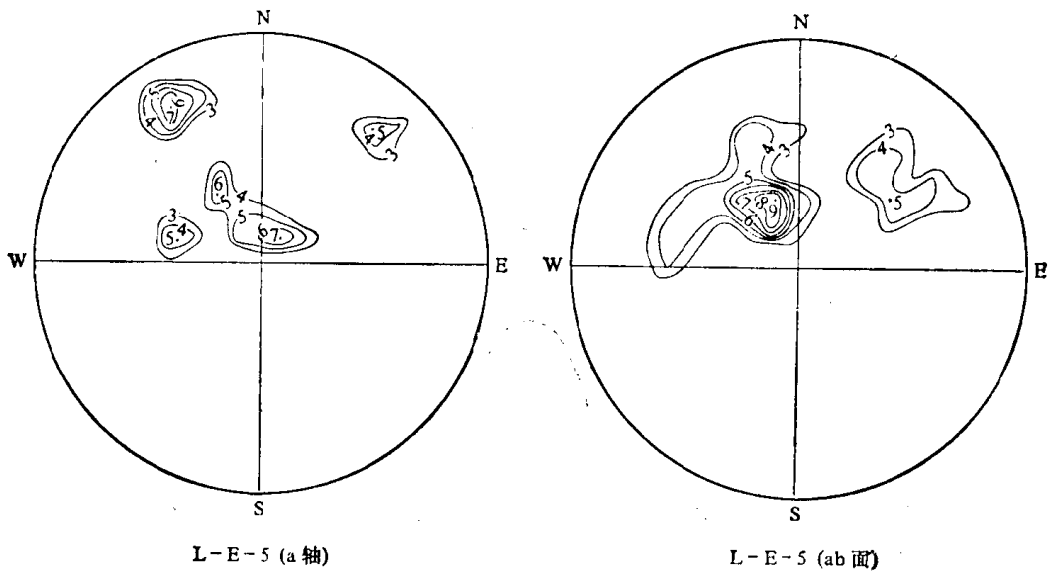


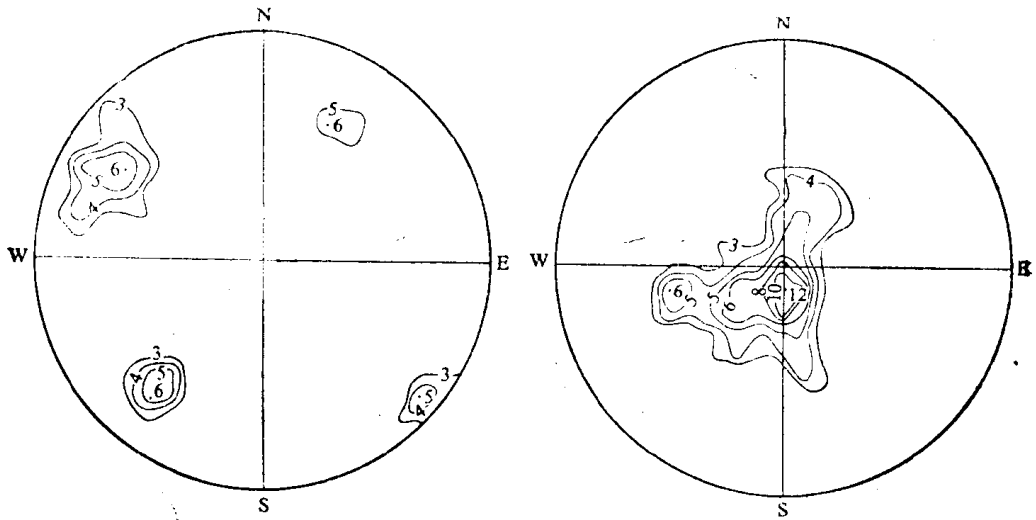
图 5-4 L-E-5 测点(垄外侧)砾石层砾向等密度图

### 5. 粒性分析

粒性分析是指砾石层中砾石的岩石种类，以及它所占整个层位的百分比，通过粒性的统计分析，可对砾石的来源、运移方向提供证据。

高垄至白石嘴一带的砾石层的岩性，主要为震旦系砂岩、石英岩、板岩、砂砾岩等；其次为含砾石英砂岩、石英砂岩、硅质岩等，它们分别占其总量的 76%—95%、2%—50%、2%—6% 和 1%—4% (图 5-8)。这些岩石主要分布于庐山山上，显然，砾石是从庐山山体搬运至山麓平原。

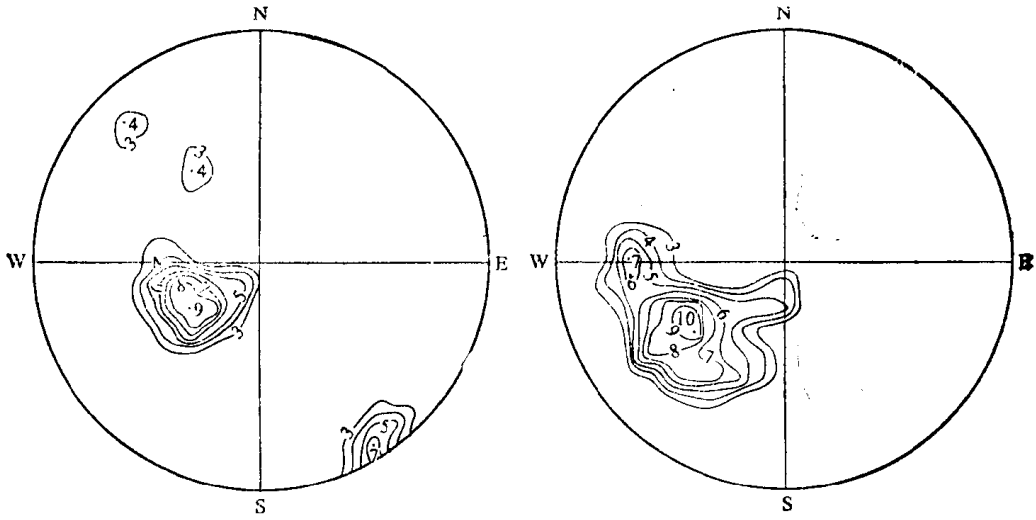
庐山东侧大姑期粘土夹砾石层的砾石组构特征已在上面叙述。庐山西侧的莲花洞至八里湖一带的这套砾石层的组构也做了统计和分析，其特征与庐山东侧的高垄—白石嘴所堆积的



L-E-4 (a轴)

L-E-4 (ab面)

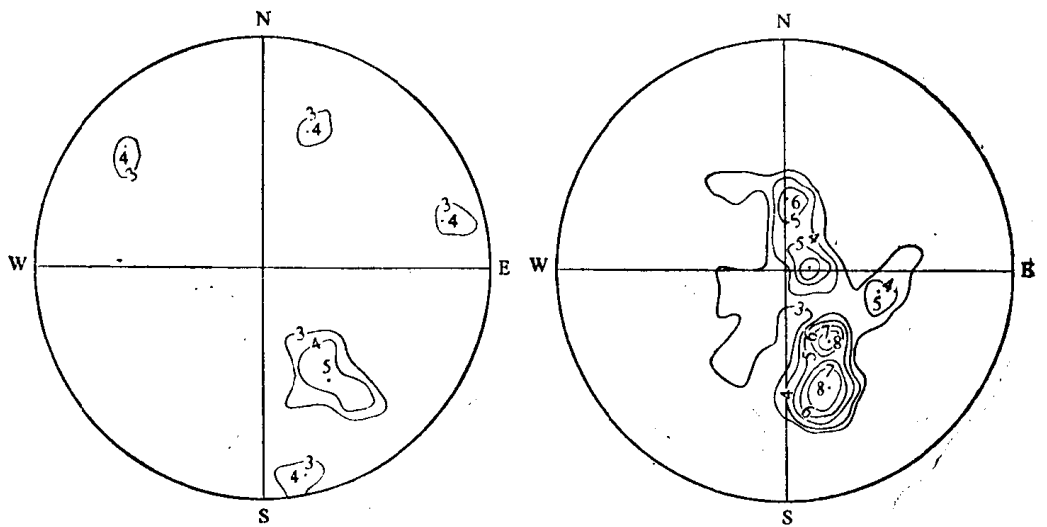
图 5-5 L-E-4 测点(老内侧)砾石层砾向等密度图



L-E-6 (a轴)

L-E-6 (ab面)

图 5-6 L-E-6 测点(老外侧)砾石层砾向等密度图



L-E-7 (a轴)

L-E-7 (ab面)

图 5-7 李家坂砾石层的砾向等密度图

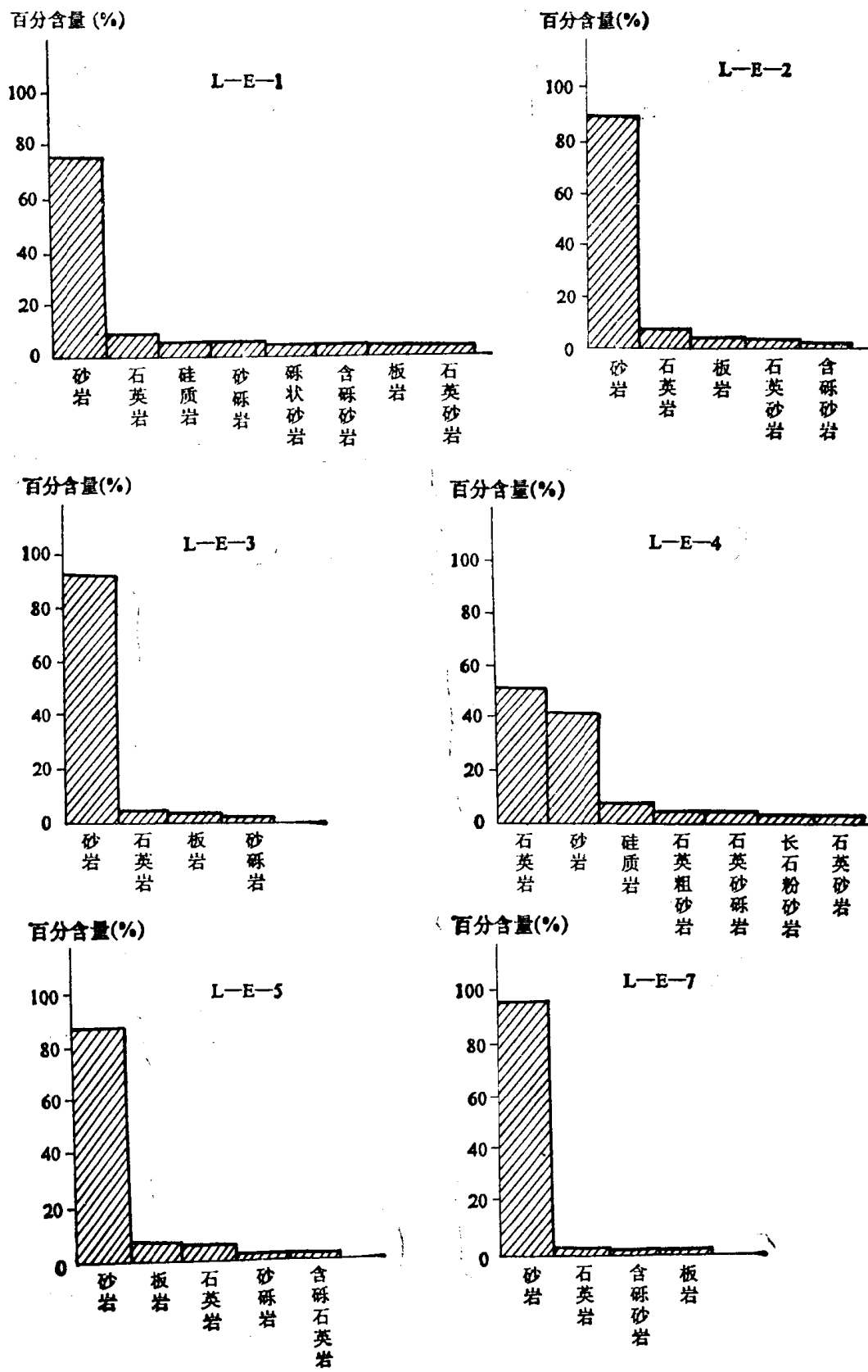


图 5-8 各测点砾石的岩性组分

砾石层的组构相似,在此不多加叙述。

通过对砾石层的组构分析(粒度分析、粒态分析、粒向分析及粒性分析),可归纳出以下几点规律性的认识。

(1) 砾石的大小变化、分选性,既不符合流体搬运(包括泥石流搬运)物质的机械分异规律,也不符合风的搬运过程。而符合冰川搬运的规律,解释为冰川作用更符合实际。

(2) 砾石的粒态特征(砾石的球度、扁度及磨圆度),也与流体中搬运规律不完全一致。因此,只能用冰川作用、搬运及冰体消融作用说明。

(3) 从粒向分析看,砾石的ab面、a轴的倾向、倾角和排列方位,既不符合流水作用及泥石流作用的特征,也不可能由风力作用所致,只能以冰川作用才能得到较为圆满的解释。

(4) 从粒性的分析特征可以看出,砾石的物质来源来自庐山,而不是河流带来,更不是赣江阶地的堆积。因此,这些形成垄状的砾石堆积物是第四纪时期,庐山发育冰川,由山上向山麓地带搬运和停积,乃至消融一系列的过程中所造成的冰川遗迹。

### 第三节 粒 度 特 征

对庐山地区第四纪沉积9个钻孔和剖面的粒度分析研究,取得了大量数据,采样共89个。采用粒度资料,对比沉积物的粒度分布特征,可以解释沉积与搬运作用,并进一步区分沉积物的成因类型是很有帮助的。通过对ZK<sub>503</sub>钻孔,叶家垄、白石嘴、金氏山庄、大排岭、大校场、裁缝岭等剖面的各砾石层的碎屑部分及各个层位进行了系统的采样和分析,并与邓养鑫(1983)对泥石流海洋性冰川冰碛的粒度频率曲线进行了比较,发现泥石流(武都)堆积物的频率出现两个峰值(图5-9),一个在6—7 $\phi$ ,另一峰值在0—2 $\phi$ ,而在4—5 $\phi$ 为谷值。冰碛物在4—5 $\phi$ 为峰值。据我们对上述几个剖面各层碎屑物粒度频率曲线(图5-10—13)来看,大排岭、大校场和裁缝岭的冰碛物,ZK<sub>503</sub>孔中的9号样(冰碛冰水沉积物)、白石嘴剖面中的B<sub>1</sub>号样(冰碛物)、金氏山庄剖面中的J<sub>1</sub>、J<sub>3</sub>号样(冰水沉积物),其频率曲线的峰值均在4—5 $\phi$ 之间,而其他的样品则出现双峰频率曲线。这说明,庐山的冰碛物和冰水沉积物的粒度特征与西藏东南的海洋性冰碛的粒度特征一致。

对第四纪沉积物的粒度分析并求得各地层的中值粒径( $M_d$ ),分选系数( $S_o$ ),不对称系数( $S_k$ )等参数<sup>[65]</sup>,为沉积物的沉积特征,沉积物形成过程的沉积环境变化、沉积介质条件及其强度的变化以及推测其成因类型都有着重要的参考意义。因此,就庐山的某些钻孔、自然沉积剖面进行了系统的分析,特别是对分布最为广泛、争论最为激烈的大姑期泥砾层做了过细的分析研究工作。如白石嘴、叶家垄剖面;ZK<sub>503</sub>钻孔和ZK<sub>21-4</sub>钻孔剖面等。

进行粒度分析对整个剖面进行逐层采集样品,采用筛析法及沉降法。依据斯托克斯公式<sup>[66]</sup>分别计算出各个地层层位中 $>0.05\text{mm}$ 、 $0.5-0.25\text{mm}$ 、 $0.25-0.1\text{mm}$ 、 $0.1-0.05\text{mm}$ 、 $0.05-0.01\text{mm}$ 、 $0.01-0.005\text{mm}$ 、 $0.005-0.002\text{mm}$ 及 $<0.002\text{mm}$ 各粒级的重量占该层中的百分数。

斯托克斯公式:

$$V = \frac{2}{9} gr^2 \left( \frac{\Delta - \Delta_0}{\eta} \right)$$

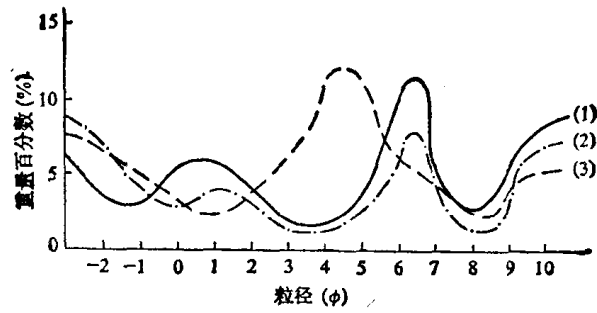


图 5-9 羊角岭“泥砾”(1)与武都泥石流(2)以及西藏东南部冰碛(3)中细粒部分粒度平均频率曲线比数(据邓养鑫,1983)

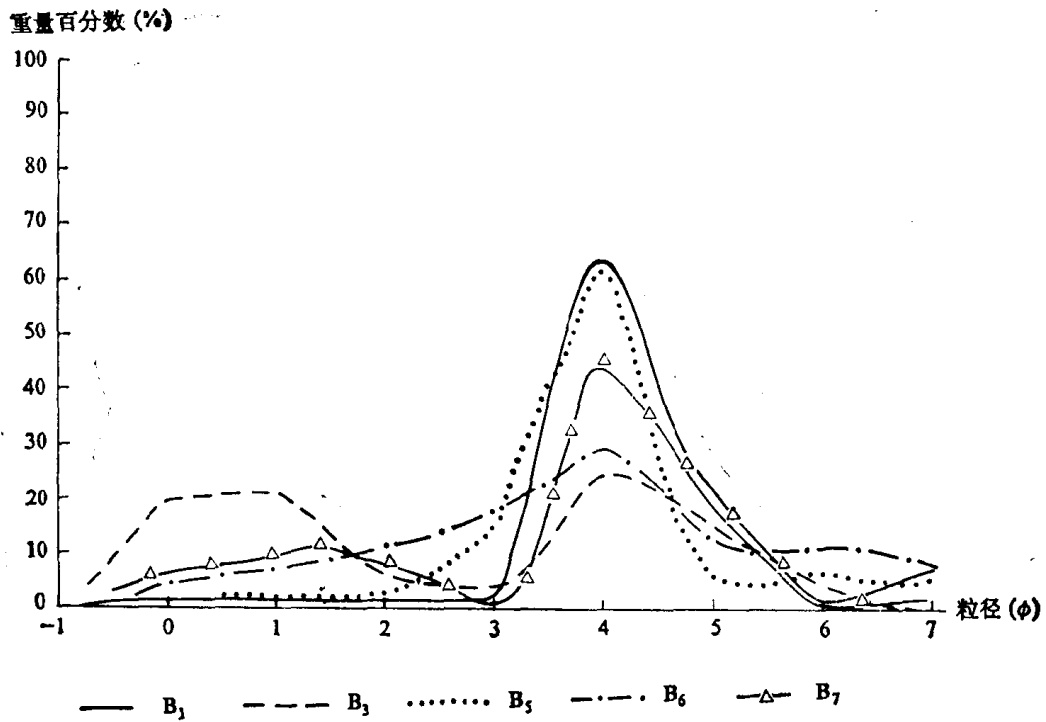


图 5-10 白石嘴剖面各层粒度频率曲线

式中  $V$ : 沉降速度(mm/s);  $g$ : 重力加速度;  $r$ : 颗粒半径(mm);  $\Delta$ : 颗粒比重;  $\Delta_0$ : 液体比重;  $\eta$ : 液体的粘滞度。

据上述公式, 将白石嘴、叶家壅剖面,  $ZK_{503}$  钻孔及  $ZK_{21-4}$  钻孔剖面分别列于表 5-6—13及剖面粒度参数变化图 5-14—17。

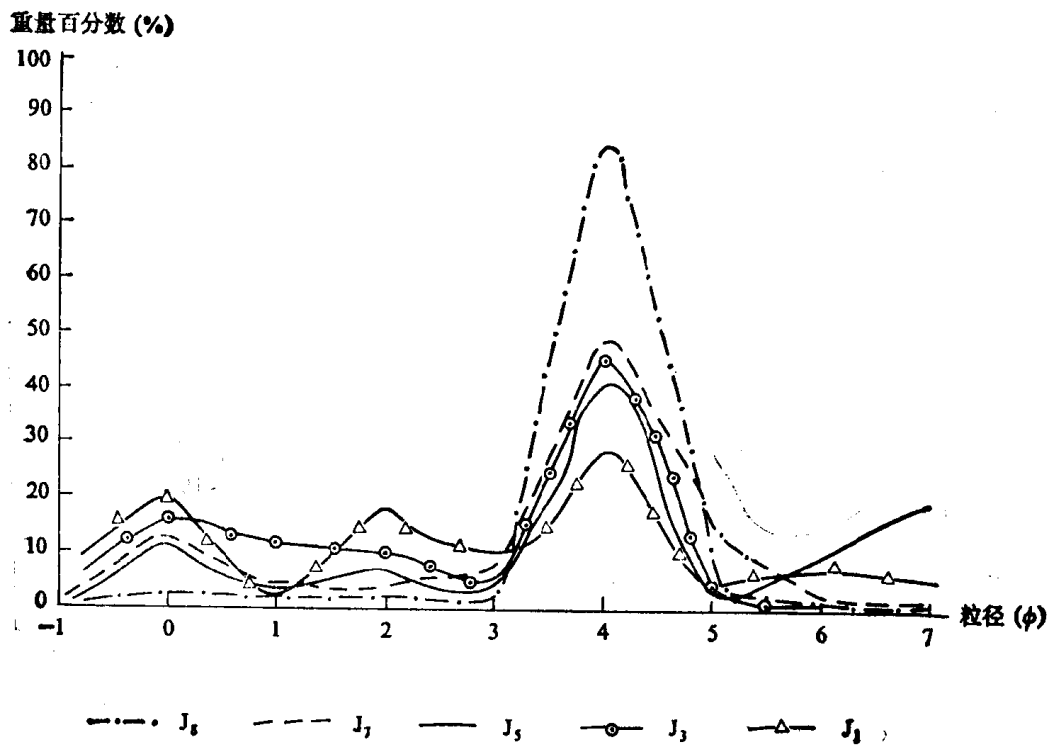


图 5-11 金氏山庄剖面各层粒度频率曲线

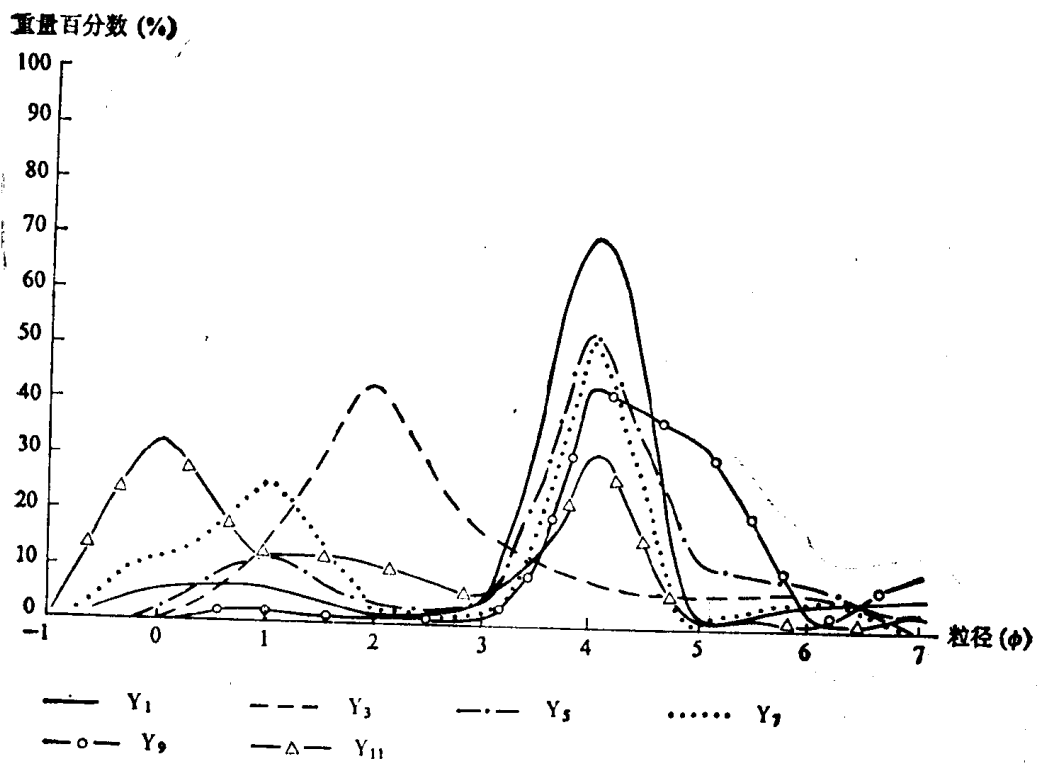


图 5-12 叶家堖剖面各层粒度频率曲线

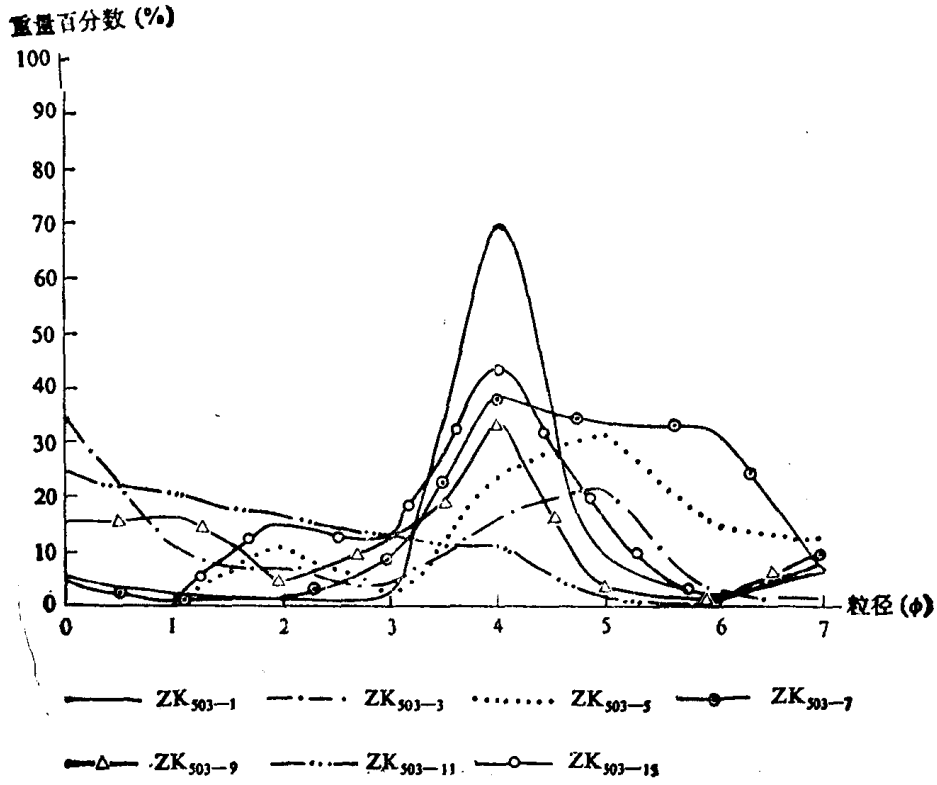


图 5-13 ZK<sub>503</sub> 孔剖面各层粒度频率曲线

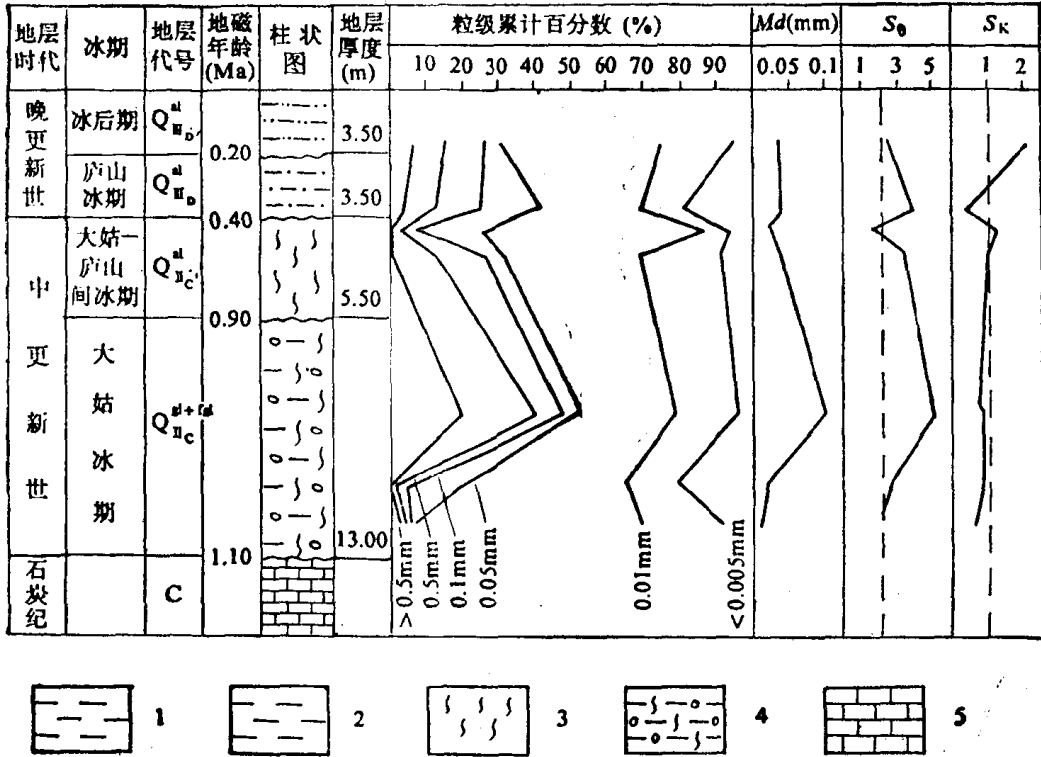


图 5-14 庐山白石嘴剖面粒度参数变化

1. 粘砂土; 2. 砂粘土层; 3. 网纹红土; 4. 灰白色粘土砾石层; 5. 灰岩

表 5-6

白石嘴剖面粒度分析数据(%)

地层代号	采样号	>0.5 (mm)	0.5— 0.25 (mm)	0.25— 0.1 (mm)	0.1— 0.05 (mm)	0.05— 0.01 (mm)	0.01— 0.005 (mm)	0.005— 0.002 (mm)	<0.002 (mm)
Q <sub>IIIb'</sub> <sup>sl</sup>	白-7	6.25	9.20	11.20	4.33	45.02	20.90	0.98	2.22
Q <sub>IIIb</sub> <sup>sl</sup>	白-6	3.90	7.15	11.00	17.25	28.90	11.80	12.12	7.88
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl</sup>	白-5		2.35	3.90	13.75	62.90	5.80	6.20	5.20
	白-4	1.40	10.05	13.90	6.15	38.60	21.30	0.10	8.50
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl-fs1</sup>	白-3	20.50	21.90	6.80	4.20	25.40	16.40	4.54	0.26
	白-2		0.45	2.05	15.10	45.40	14.10	17.50	5.40
	白-1	2.575	1.80	0.20	0.13	63.90	22.90	1.90	6.60

表 5-7

白石嘴剖面粒度分析参数

地层代号	采样号	M <sub>d</sub> (mm)	S <sub>d</sub>	S <sub>k</sub>
Q <sub>IIIb'</sub> <sup>sl</sup>	白-7	0.03	2.41	2.09
Q <sub>IIIb</sub> <sup>sl</sup>	白-6	0.04	3.37	0.44
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl</sup>	白-5	0.03	1.53	1.12
	白-4	0.03	3.33	1.00
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl-fs1</sup>	白-3	0.10	5.00	0.81
	白-2	0.02	2.54	0.84
	白-1	0.02	2.06	0.71

表 5-8

叶家垄剖面粒度分析数据

地层代号	样品号	>0.5 (mm)	0.5— 0.25 (mm)	0.25— 0.1 (mm)	0.1— 0.05 (mm)	0.05— 0.01 (mm)	0.01— 0.005 (mm)	0.005— 0.002 (mm)	<0.002 (mm)
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl</sup>	叶-1	5.82	6.87	2.16	3.16	71.10	0.90	4.40	5.60
	叶-2			5.38	5.22	17.52	51.98	11.90	8.00
	叶-3		12.28	43.82	17.90	8.96	6.45	6.99	3.60
	叶-4	1.25	2.15	2.60	8.80	33.60	30.20	6.40	15.00
	叶-5	3.22	12.15	4.08	3.36	52.94	11.46	9.70	3.10
	叶-6		1.48	9.75	11.95	16.62	56.60	3.20	4.40
	叶-7	11.74	25.75	3.10	1.71	51.02	0.28	4.90	1.50
	叶-8	1.40	1.25	2.65	3.70	85.00	5.40	0.12	0.48
	叶-9	1.15	2.10	2.66	1.70	44.10	34.60	3.30	10.40
Q <sub>IIIc'</sub> <sup>sl-fs1</sup>	叶-10	7.60	5.15	3.10	3.85	55.04	20.86	0.80	3.30
	叶-11	32.73	12.43	11.18	6.21	31.40	0.20	1.90	4.00
	叶-12	10.00	2.15	11.75	7.70	58.58	1.12	3.84	4.86



表 5-9

叶家垄剖面粒度分析参数

地层代号	样品号	$M_d$ (mm)	$S_0$	$S_K$
$Q_{IIc}^{st}$	叶-1	0.01	1.18	0.81
	叶-2	0.01	4.05	0.12
	叶-3	0.10	1.48	0.50
	叶-4	0.01	2.34	1.83
	叶-5	0.03	2.24	0.56
	叶-6	0.01	2.42	4.39
	叶-7	0.04	6.12	2.13
	叶-8	0.03	1.53	0.84
	叶-9	0.01	2.00	2.25
$Q_{IIc}^{st}$	叶-10	0.03	1.95	0.56
	叶-11	0.11	3.13	2.03
	叶-12	0.04	2.13	1.25

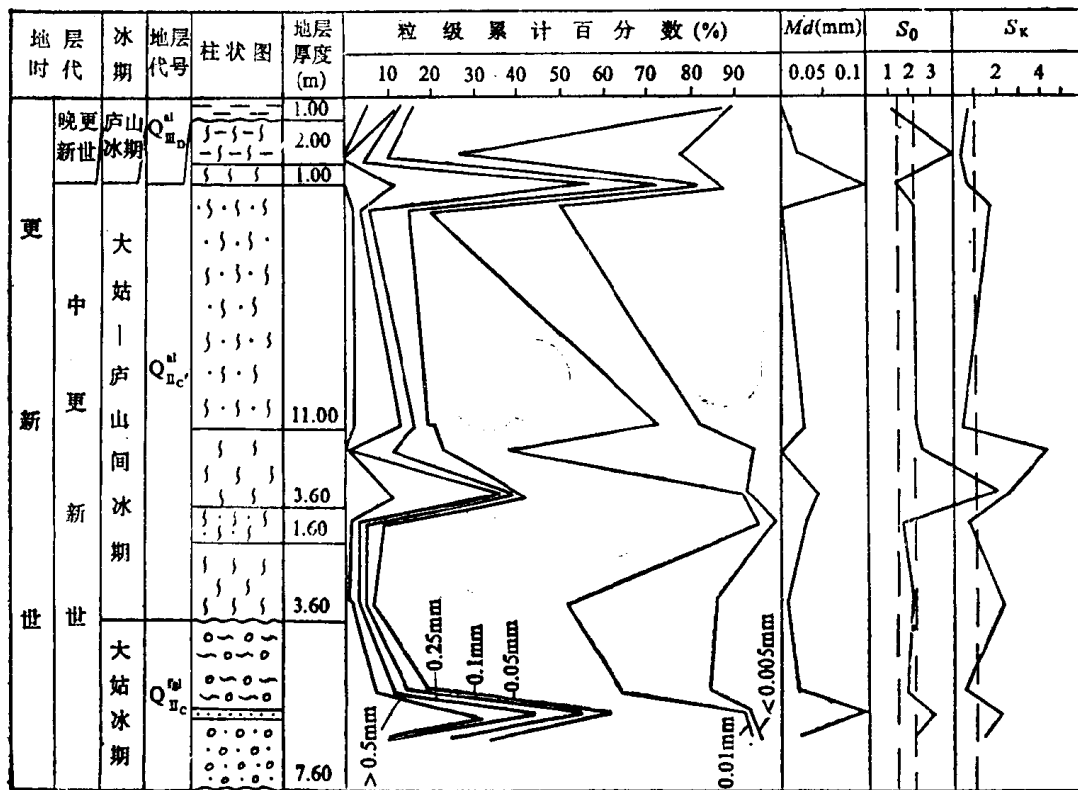


图 5-15 叶家垄剖面粒度参数变化  
 1. 粘土砾石层夹砂、粘土层；2. 网纹红土(砂质粘土)；  
 3. 网纹棕黄红色粘砂土并含有 Fe、Mn 结核；4. 棕黄  
 红色网纹亚粘土；5. 黄色亚粘土层

表 5-10

庐山九江锁江楼ZK<sub>21-1</sub>孔粒度分析数据

地层代号	样品号	>0.5 (mm)	0.5— 0.25 (mm)	0.25— 0.1 (mm)	0.1— 0.05 (mm)	0.05— 0.01 (mm)	0.01— 0.005 (mm)	0.005— 0.002 (mm)	<0.002 (mm)
Q <sub>IV</sub> <sup>nl</sup>	S-1	9.95	7.20	2.40	3.65	22.90	46.90	4.80	2.20
	S-2	6.90	4.20	3.20	6.20	23.30	50.20	1.40	4.60
	S-3	7.90	4.05	2.60	3.65	42.40	14.14	24.06	1.20
	S-4	2.30	2.70	3.95	7.15	35.08	43.82	1.92	4.08
	S-5	7.17	2.70	4.20	8.85	15.28	52.60	4.40	4.80
	S-6	1.13	2.80	11.20	1.85	16.64	69.92	3.28	3.20
	S-7		2.60	5.15	3.95	27.80	52.70	5.00	2.80
	S-8	4.40	10.80	4.40	3.20	51.74	8.66	12.10	4.90
	S-9	9.95	7.35	8.60	6.50	46.60	4.68	5.62	1.80
Q <sub>III<sub>D</sub>'</sub> <sup>nl</sup>	S-10			1.05	1.55	52.14	40.26	3.00	2.00
	S-11	5.75	3.95	1.85	2.05	23.90	38.90	22.30	1.30
	S-12	1.00	3.65	10.80	17.15	21.38	45.92	0.10	1.40
	S-13	12.69	2.10	1.70	1.05	19.26	52.30	4.20	6.70
Q <sub>III<sub>D</sub></sub> <sup>nl</sup>	S-14	4.95	2.60	11.75	23.60	32.42	6.08	3.40	4.20
	S-15			0.46	12.80	30.10	33.70	12.70	8.50
	S-16			4.75	18.80	5.62	45.40	5.66	20.00
Q <sub>III<sub>C</sub>'</sub> <sup>nl</sup>	S-17	1.37	1.85	2.65	13.35	25.98	40.22	11.80	2.80
	S-18	3.80	8.95	5.65	11.80	60.12	4.70	1.80	3.20
Q <sub>III<sub>C</sub></sub> <sup>nl</sup>	S-19	11.15	12.10	8.95	6.90	30.60	6.50	19.20	5.60
	S-20	42.70	10.00	4.15	7.25	26.60	3.10	0.60	5.60
Q <sub>II<sub>B</sub>'</sub> <sup>nl</sup>	S-21	43.90	21.85	4.70	2.15	6.40	8.90	6.22	4.88
	S-22	6.90	3.65	6.85	13.60	18.20	31.06	15.60	4.20
Q <sub>II<sub>B</sub></sub> <sup>nl</sup>	S-23	12.60	3.70	8.50	10.70	19.54	15.36	18.82	10.48

表 5-11

庐山九江锁江楼ZK<sub>11-1</sub>孔粒度分析参数

地层代号	样品号	$M_d$ (mm)	$S_0$	$S_K$
Q <sub>11</sub> <sup>pl</sup>	S-1	0.01	2.67	3.88
	S-2	0.01	2.33	3.28
	S-3	0.02	2.76	0.39
	S-4	0.02	2.20	0.74
	S-5	0.01	2.89	4.15
	S-6	0.01	1.17	1.04
	S-7	0.01	1.93	0.25
	S-8	0.03	2.29	0.53
	S-9	0.04	3.42	7.27
Q <sub>11b</sub> <sup>pl</sup>	S-10	0.14	1.94	1.22
	S-11	0.01	2.45	2.34
	S-12	0.01	3.16	6.05
	S-13	0.01	2.07	3.28
Q <sub>11b</sub> <sup>pl</sup>	S-14	0.06	1.78	0.51
	S-15	0.01	2.61	2.10
	S-16	0.01	2.76	3.88
Q <sub>11c</sub> <sup>pl</sup>	S-17	0.01	2.65	2.52
	S-18	0.04	1.70	1.35
Q <sub>11c</sub> <sup>pl</sup>	S-19	0.04	5.39	0.50
	S-20	0.33	4.20	0.19
Q <sub>11d</sub> <sup>pl</sup>	S-21	0.45	4.08	0.42
	S-22	0.01	3.42	4.20
Q <sub>11e</sub> <sup>pl</sup>	S-23	0.02	5.00	1.24

表 5-12

庐山星子县ZK<sub>503</sub>孔粒度分析数据

地层代号	样品号	>0.5 (mm)	0.5— 0.25 (mm)	0.25— 0.1 (mm)	0.1— 0.05 (mm)	0.05— 0.01 (mm)	0.01— 0.005 (mm)	0.005— 0.002 (mm)	<0.002 (mm)
Q <sub>IV</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -15			15.84	12.15	43.80	17.00	3.20	8.60
Q <sub>IIb'</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -14	6.27	8.70	10.35	5.67	21.40	30.80	3.00	13.80
	ZK <sub>503</sub> -13			8.40	11.80	63.20	2.80	3.10	10.70
	ZK <sub>503</sub> -12	14.51	19.20	12.10	21.25	21.93	9.70	0.18	1.12
	ZK <sub>503</sub> -11	23.74	21.52	17.71	13.82	12.20	1.96	1.04	8.00
	ZK <sub>503</sub> -10			13.00	17.60	19.80	5.60	26.00	18.00
Q <sub>IIa'</sub> <sup>fgl</sup>	ZK <sub>503</sub> -9	15.66	16.27	6.15	12.71	34.78	3.82	1.00	9.60
	ZK <sub>503</sub> -8	2.65	10.20	7.10	18.65	45.20	5.20	7.40	4.60
Q <sub>Ia'</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -7	4.25	0.82	1.20	8.70	39.84	5.06	33.40	6.80
	ZK <sub>503</sub> -6		4.70	12.70	18.60	14.80	22.30	23.30	3.60
	ZK <sub>503</sub> -5		0.12	11.21	2.90	23.12	32.14	16.90	13.60
	ZK <sub>503</sub> -4	7.72	12.80	4.36	2.71	6.10	36.60	11.24	12.42
	ZK <sub>503</sub> -3	34.25	10.05	7.15	4.25	15.60	22.40	3.74	2.66
	ZK <sub>503</sub> -2		7.50	14.00	17.80	33.30	10.06	1.12	9.22
	ZK <sub>503</sub> -1	4.93	1.99	2.28	1.60	70.32	9.51	2.22	7.14

表 5-13

庐山星子县ZK<sub>503</sub>孔粒度分析参数

地层代号	样品号	$M_d$ (mm)	$S_0$	$S_K$
Q <sub>IV</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -15	0.03	2.58	0.80
Q <sub>IIb'</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -14	0.01	4.08	3.06
	ZK <sub>503</sub> -13	0.03	1.53	0.84
	ZK <sub>503</sub> -12	0.09	3.32	1.57
	ZK <sub>503</sub> -11	0.18	2.74	0.88
	ZK <sub>503</sub> -10	0.01	4.91	2.03
Q <sub>IIa'</sub> <sup>fgl</sup>	ZK <sub>503</sub> -9	0.01	3.80	27.08
	ZK <sub>503</sub> -8	0.02	3.07	0.66
Q <sub>Ia'</sub> <sup>nl</sup>	ZK <sub>503</sub> -7	0.18	2.92	0.42
	ZK <sub>503</sub> -6	0.01	4.40	3.74
	ZK <sub>503</sub> -5	0.01	2.74	1.66
	ZK <sub>503</sub> -4	0.01	8.53	13.02
	ZK <sub>503</sub> -3	0.08	7.60	0.50
	ZK <sub>503</sub> -2	0.01	3.65	3.33
	ZK <sub>503</sub> -1	0.01	1.73	3.00

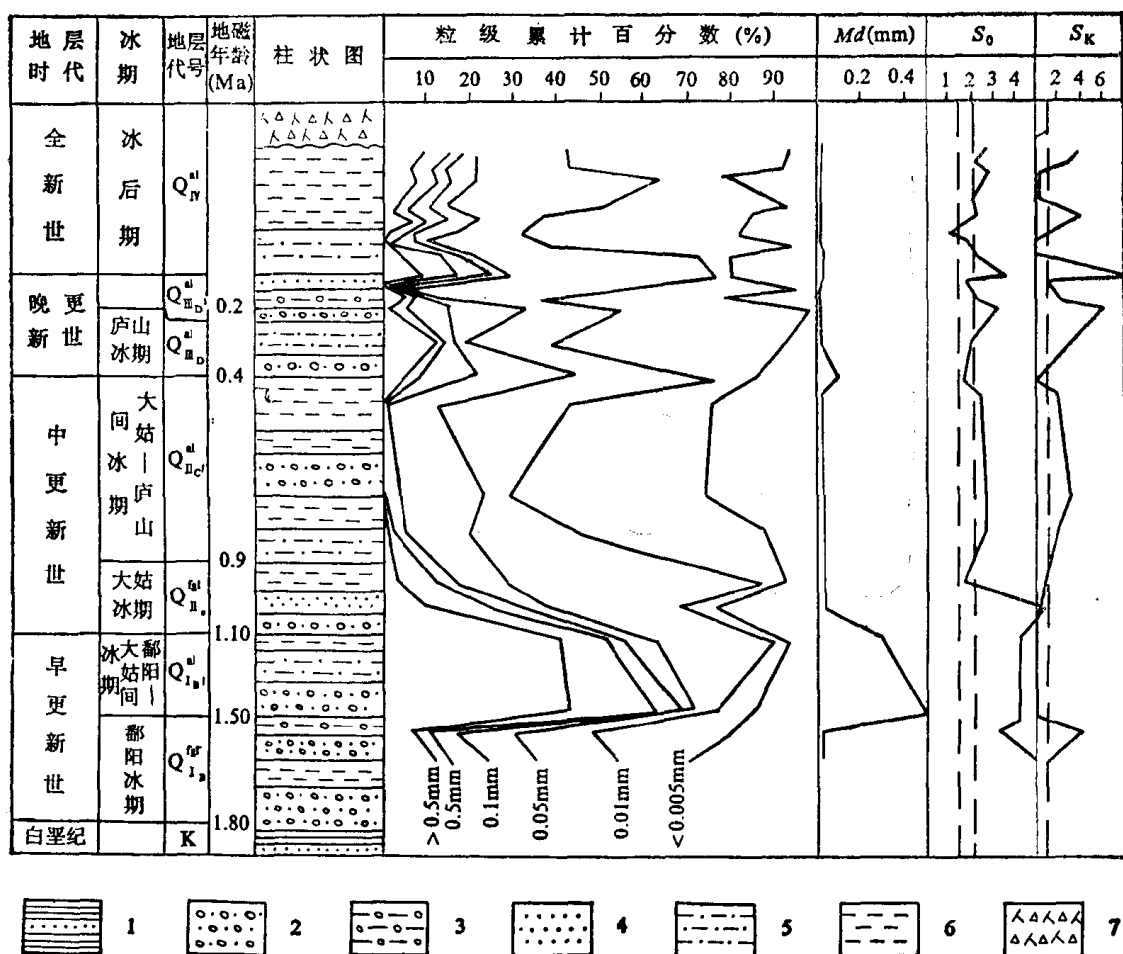


图 5-16 庐山九江市锁江楼 ZK<sub>21-4</sub> 孔粒度分析参数变化

1. 基岩(白垩纪红色砂页岩); 2. 砂砾石层; 3. 粘土砾石层;
4. 砂层; 5. 亚粘土层; 6. 粘土层; 7. 人工堆积物

据上述几个剖面的粒度分析数值及中值粒径 ( $M_d$ )、分选系数 ( $S_0$ )、不对称系数 ( $S_K$ ) 等数据来看有如下几个特点和规律性: (1) 在冰期的冰碛物、冰水沉积物中, 粒度较大的颗粒比重相对增高, 细粒级的组分相对降低; (2) 中值 ( $M_d$ ) 粒径普遍相对偏大; (3) 分选系数 ( $S_0$ ) 的值相对较大, 反映其分选程度较差; (4) 不对称系数 ( $S_K$ ) 一般均相对较小, 颗粒中值相对偏向最大颗粒方向。其间冰期沉积物的粒度分析参数则恰巧与冰期沉积相反, 这反映了沉积环境、介质条件有着明显的差异。此项分析为探讨庐山第四纪沉积物沉积环境提供了重要资料。

不待言, 从庐山第四纪地层中砾石层的砾石组构特征的分析, 以及第四纪地层的粒度分析所得到的结果, 均印证了一个共同规律, 即庐山地区第四纪地层的沉积成因, 不是单纯的“泥石流”、冲、洪积的重复变化; 相反, 则说明第四纪时期庐山随着气候的波动, 搬运沉积物的介质条件的变化给沉积物结构构造带来一定影响, 为我们研究第四纪冰川沉积物成因提供了线索。



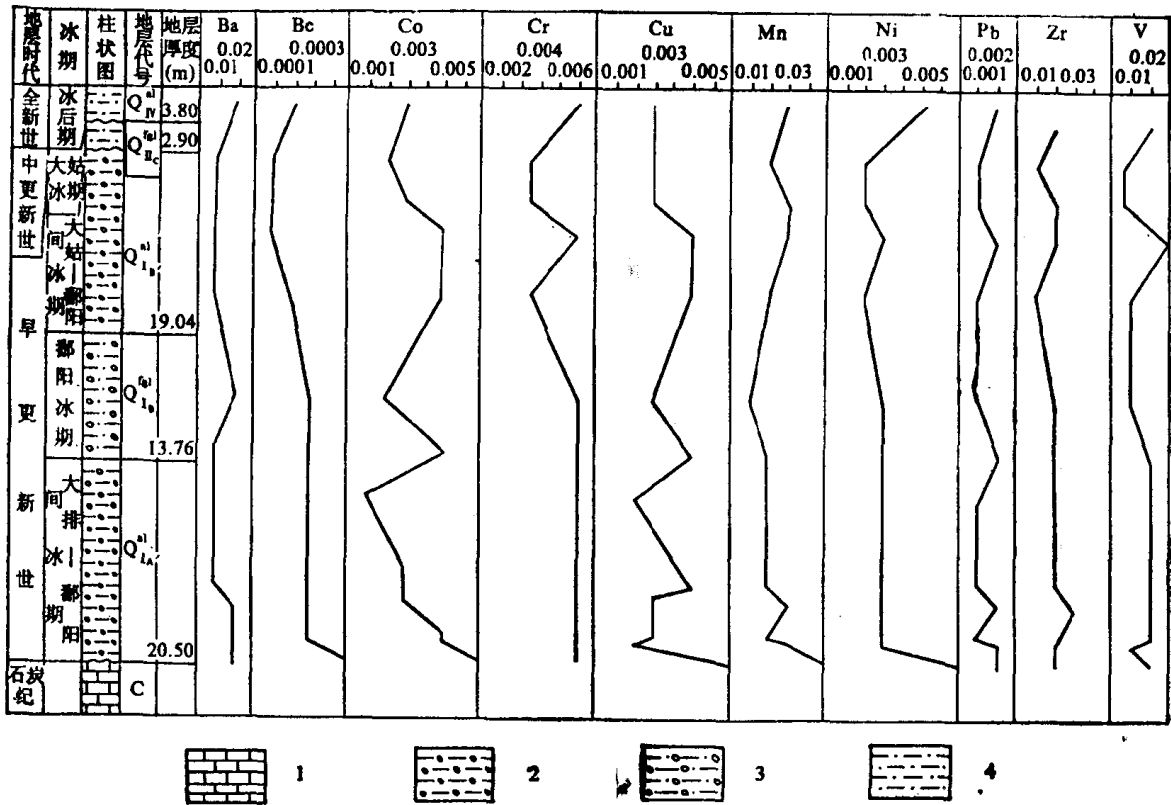


图 5-18 庐山星子县 ZK<sub>003</sub>孔微量元素含量变化  
1. 基岩 (灰岩); 2. 粘土夹砾石; 3. 亚粘土夹砾石; 4. 亚粘土层

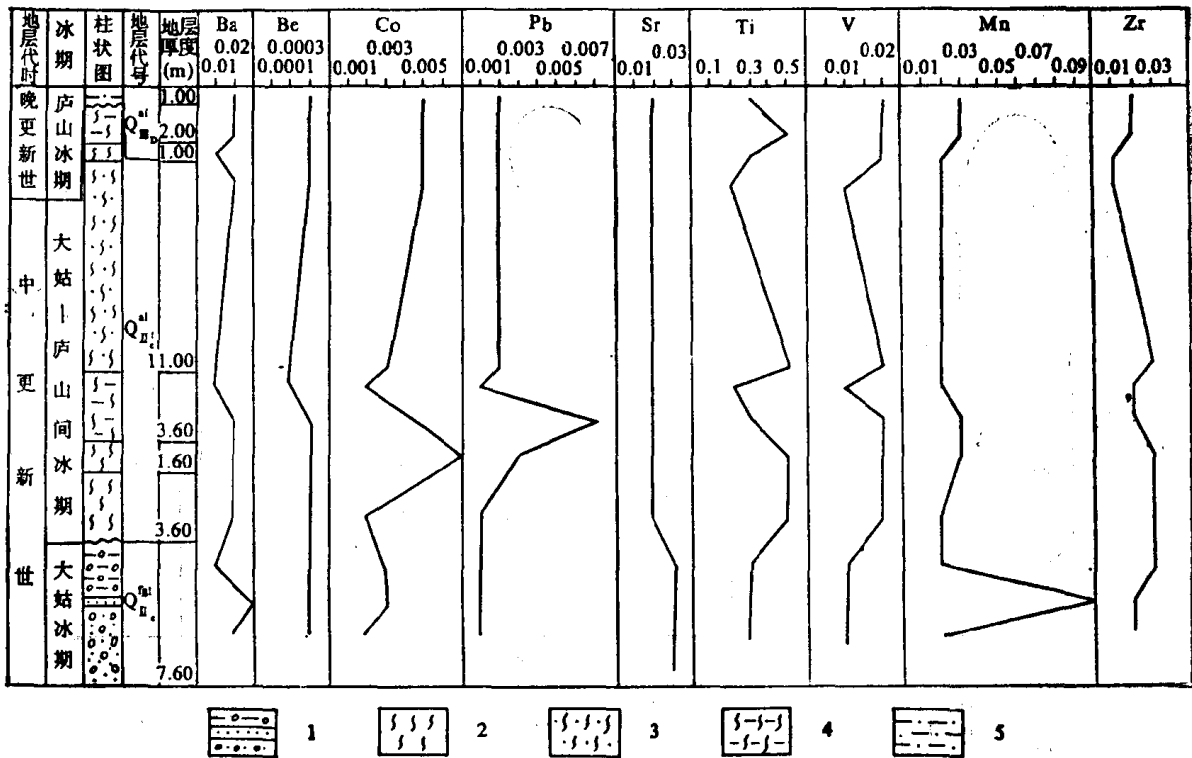


图 5-19 庐山叶家老剖面元素变化  
1. 亚粘土砾石层夹砂和亚粘土层; 2. 网纹红土层; 3. 含铁、锰结核黄红色网纹红土; 4. 棕黄褐色亚粘土网纹层; 5. 浅黄色亚粘土层

- (1) 全新世 相当于冰后期。为铍、镍稳定带，钡、铅、锶、钛富集带。
- (2) 晚更新世上部 包括相当于芦林冰期和庐山-芦林间冰期。为钡、铍、钴、铬、铜分散带，镍富集带。
- (3) 晚更新世下部 相应庐山冰期。为镍稳定带，钡、铝富集带，铍、钴、铬、铜分散带。
- (4) 中更新世上部 相当大姑-庐山间冰期。为铍、镍、铝富集带，锶稳定带，钨、钒、铬分散带。
- (5) 中更新世下部 相当于大姑冰期。为铍、镍、锶、钛稳定带，钴、铬、铜、铝分散带，钒富集带。
- (6) 早更新世上部 相当于鄱阳-大姑间冰期。为钒的富集带，钡、铍、铬、铜、镍、铝、钛、锆分散带。
- (7) 早更新世上部 相当于鄱阳冰期。为锶、钛稳定带，钡、铬、钒、锆分散带。
- (8) 早更新世下部 相应于大排-鄱阳间冰期。为锰、钛、锶稳定带，钡、铬、镍、锆分散带。
- (9) 早更新世下部 为镍、钛、锆、钒稳定带，钡、铍、钴、铬、铜、锰分散带。详见表5-14、及 ZK<sub>503</sub>、叶家垄、白石嘴剖面的元素含量变化曲线图(图5-18—21)。

化学元素的迁移和富集，既有内在因素，也有外在因素。内因是元素表生作用条件下所

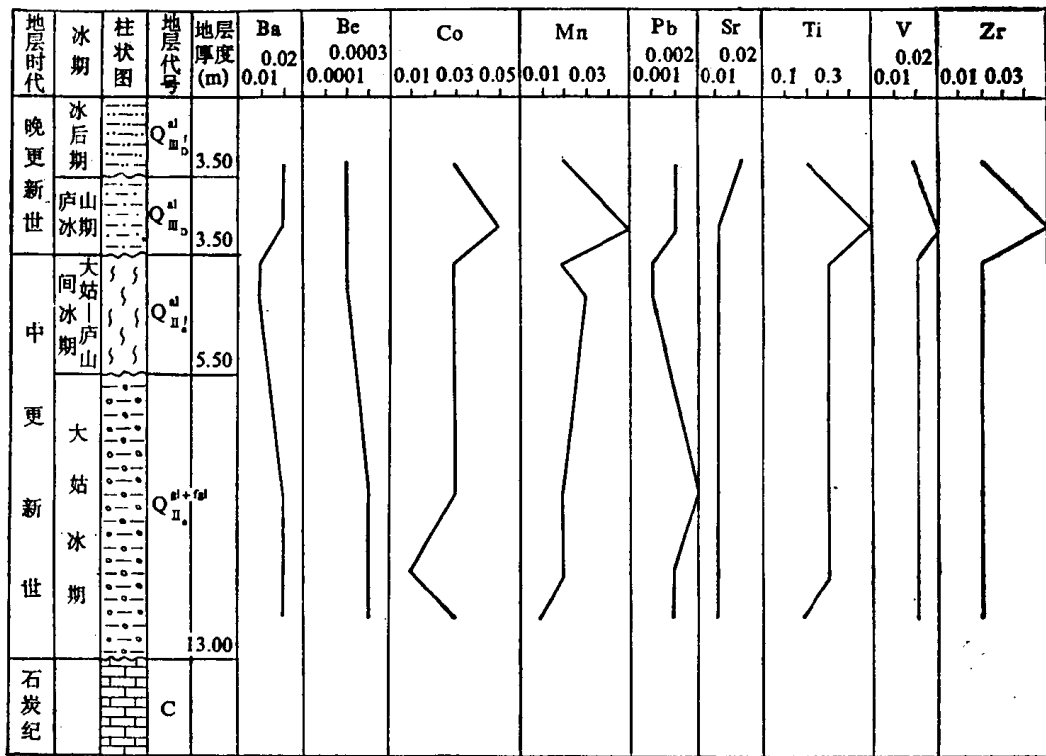


图 5-20 庐山白石嘴剖面元素的变化

1. 基岩(灰岩); 2. 粘土砾石层; 3. 网纹红土; 4. 黄褐色带铁、锰斑纹的亚粘土层; 5. 黄色亚砂土层





具有的地球化学性质，外因则是不同地质作用及气候环境。铜、锌、锰是植物生长的必须元素，它们富积与植物的生长有直接关系，因此它们的富积，可能反映第四纪的环境变化，如表5-14所示，在冰碛物与冰水沉积物中铜、锰的表现分散状态，相反在间冰期沉积中则表现为富集状态，因此可以反映出庐山地区第四纪以来的古气候环境多次变迁的格局。

## 2. 氧化物的分布特征

氧化物的含量、氧化物的比值之间的分布关系，与第四纪沉积物的沉积过程的地球化学环境、沉积后的地球化学过程有着密切的相关性。地球化学过程与其物质组分、温度、压力、溶液浓度息息相关。在庐山地区第四纪沉积物的物源基本一致，在表生作用下，起着主导作用的是温度这个因素，然而，温度又取决于气候的变化。因此，换句话说，研究第四纪沉积物的地球化学过程，就是间接探寻第四纪自然环境和古气候变化历史的重要方面，是恢复和重建第四纪古气候的演变格局的重要资料。

依据化学分析，对庐山第四纪有关地层进行了  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 和  $\text{P}_2\text{O}_5$ 的氧化物测定，其结果列于表5-15—17、图5-21。

由分析结果表明，庐山第四纪地层的主要化学成分为  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 和  $\text{K}_2\text{O}$ （三者的含量超过80%以上）、次为  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和  $\text{FeO}$ ，这与第四纪沉积物中主要为石英、云母、钾长石等矿物组成特征一致，这与其沉积物的物质来源相同有关。

从表5-15—17中看出  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 等氧化物的含量在冰碛式冰水沉积物中普遍相对偏低，而  $\text{FeO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 的含量相对较高。

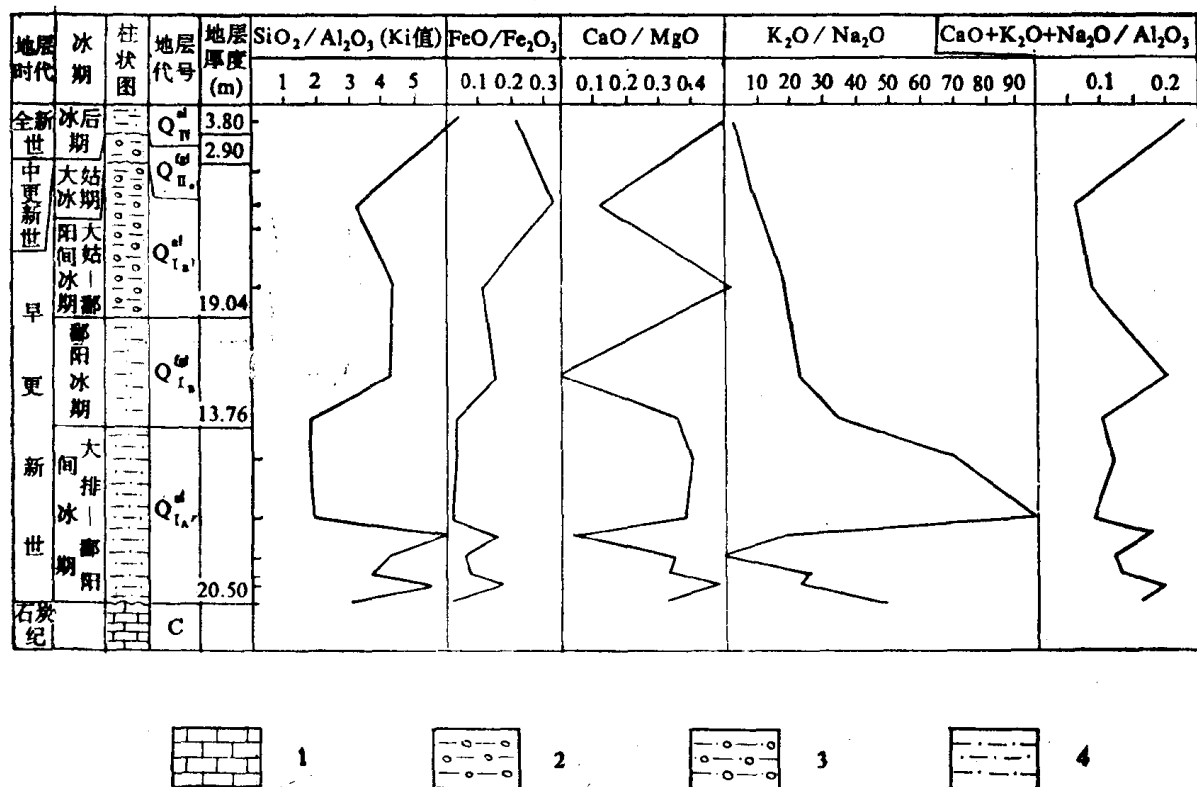


图 5-21 庐山星子县 ZK<sub>50</sub> 孔剖面氧化物比值变化曲线  
1. 灰岩（基岩）；2. 粘土砾石层；3. 粘砂砾石层；4. 砂粘土层

表 5-15

庐山ZK<sub>503</sub>孔剖面氧化物含量(%)

地层代号	样品编号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Q <sub>IV</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -12	74.47	11.58	3.83	0.95	0.08	0.72	0.60	1.76	0.36	0.86	0.09
Q <sub>III</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -11	63.43	19.29	6.91	0.23	0.25	0.29	0.11	1.06	0.04	0.59	0.09
	ZK <sub>503</sub> -10	69.65	15.53	6.08	0.77	0.10	0.27	0.06	1.11	0.14	0.43	0.12
Q <sub>II</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -9	68.24	15.73	5.69	0.90	0.09	0.65	0.08	1.91	—	0.67	0.07
	ZK <sub>503</sub> -8	50.83	27.05	6.11	0.23	0.03	0.79	0.07	2.44	0.29	0.58	0.12
Q <sub>I</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -7	51.13	27.00	6.32	0.24	0.08	0.77	0.04	2.80	0.30	0.66	0.13
	ZK <sub>503</sub> -6	53.49	26.38	5.56	0.14	0.03	0.68	0.02	1.92	0.26	0.56	0.13
	ZK <sub>503</sub> -5	75.39	12.67	3.50	0.58	0.20	0.55	0.11	2.13	0.02	0.51	0.06
	ZK <sub>503</sub> -4	69.15	16.41	5.06	0.32	0.28	0.54	—	1.85	0.19	0.45	0.09
	ZK <sub>503</sub> -3	65.69	18.31	4.92	0.35	0.16	0.59	0.08	2.06	0.20	0.50	0.09
	ZK <sub>503</sub> -2	73.61	14.10	4.26	0.71	0.37	0.39	0.06	1.43	0.19	0.32	0.07
ZK <sub>503</sub> -1	61.34	19.37	5.96	0.16	0.18	0.89	0.06	2.88	0.29	0.58	0.11	

表 5-16

庐山叶家垄剖面氧化物含量(%)

地层代号	样品编号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Q <sub>IIc</sub> <sup>pl</sup>	叶-1	68.02	15.01	6.15	0.19	0.11	0.83	0.51	0.18	2.19	0.95	0.07
	叶-2	69.17	14.87	5.98	0.18	0.11	0.70	0.29	0.22	2.03	1.00	0.07
	叶-3	68.23	14.97	6.05	0.16	0.11	0.93	0.36	0.27	2.24	0.98	0.07
	叶-4	72.26	13.09	5.33	0.14	0.13	0.58	0.21	0.32	1.66	1.04	0.06
	叶-5	71.36	13.27	6.23	0.19	0.04	0.57	0.34	0.18	1.44	1.08	0.06
	叶-6	73.01	12.82	5.93	0.18	0.03	0.40	0.10	0.28	1.35	1.13	0.04
	叶-7	71.41	13.61	4.92	0.16	0.07	0.52	0.41	0.19	1.35	1.10	0.06
	叶-8	68.35	15.42	6.38	0.11	0.08	0.46	0.07	0.28	1.59	0.99	0.05
	叶-9	68.50	14.91	6.46	0.16	0.03	0.49	0.31	0.19	1.12	1.25	0.06
Q <sub>IIc</sub> <sup>pl</sup>	叶-10	66.99	15.82	7.76	0.42	0.03	0.25	0.10	0.22	0.96	0.32	0.06
	叶-11	86.32	9.18	3.42	—	0.06	0.08	0.06	0.12	0.98	0.28	0.05
	叶-12	67.31	17.85	5.03	0.45	0.04	0.29	0.11	0.11	1.94	0.67	0.09

表 5-17

庐山白石嘴剖面氧化物含量(%)

地层代号	样品编号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Q <sub>III</sub> <sup>pl</sup>	B-7	71.39	13.22	4.20	0.32	0.06	1.20	1.03	2.09	0.71	0.84	0.13
Q <sub>III</sub> <sup>pl</sup>	B-6	71.44	12.79	5.13	0.13	0.11	0.73	0.52	1.77	0.25	1.09	0.06
Q <sub>IIc</sub> <sup>pl</sup>	B-5	68.53	13.58	7.18	0.39	0.04	0.50	0.24	1.43	0.15	0.98	0.07
	B-4	68.48	13.22	8.29	0.23	0.06	0.52	0.22	1.25	0.31	0.96	0.06
Q <sub>IIc</sub> <sup>pl</sup> *	B-3*	59.21	17.60	11.73	0.16	0.06	0.73	0.17	2.24	0.26	0.83	0.11
	B-2	75.47	13.03	4.23	0.40	0.03	0.38	0.04	1.13	0.19	0.43	0.05
	B-1	76.18	11.00	5.85	0.42	0.01	0.26	0.06	1.03	0.21	0.34	0.06

\* 系该层的风化壳。





表 5-18

ZK<sub>503</sub>孔第四纪地层的氧化物比值

样品编号	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ki值)	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO/MgO	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	CaO+K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O
					Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ba值)
ZK <sub>503</sub> -12	10.715	0.551	0.359	1.931	0.306
ZK <sub>503</sub> -11	5.581	0.074	0.099	6.343	0.073
ZK <sub>503</sub> -10	7.612	0.281	0.373	12.173	0.100
ZK <sub>503</sub> -9	7.363	0.351	—	15.679	0.139
ZK <sub>503</sub> -8	3.087	0.084	0.264	22.942	0.117
ZK <sub>503</sub> -7	3.214	0.084	0.280	46.084	0.135
ZK <sub>503</sub> -6	3.442	0.056	0.275	63.102	0.098
ZK <sub>503</sub> -5	10.100	0.368	0.026	12.746	0.215
ZK <sub>503</sub> -4	7.152	0.100	0.253	—	0.033
ZK <sub>503</sub> -3	6.089	0.158	0.244	16.952	0.149
ZK <sub>503</sub> -2	8.860	0.370	0.350	15.682	0.141
ZK <sub>503</sub> -1	5.375	0.059	0.234	31.584	0.193
平均值	6.549	0.211	0.229	20.435	0.142

注: ZK<sub>503</sub>-9,10(鄱阳期)、ZK<sub>503</sub>-12(大姑期)为冰期冰水沉积物。

表 5-19

叶家垄剖面第四纪地层的氧化物比值

样品编号	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ki值)	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO/MgO	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	CaO+K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O
					Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ba值)
叶-1	7.692	0.069	0.156	2.826	0.236
叶-2	7.895	0.067	0.225	4.605	0.207
叶-3	7.746	0.059	0.209	4.095	0.236
叶-4	9.370	0.058	0.927	5.203	0.208
叶-5	9.127	0.068	0.227	2.788	0.184
叶-6	9.666	0.067	0.503	10.767	0.167
叶-7	8.906	0.072	0.263	2.167	0.183
叶-8	7.523	0.038	0.438	14.950	0.153
叶-9	7.798	0.055	0.279	2.378	0.139
叶-10	7.189	0.120	0.633	6.318	0.101
叶-11	15.220	—	1.079	8.553	0.126
叶-12	6.400	0.199	0.273	11.609	0.139
平均值	8.711	0.078	0.434	6.355	0.173

注: 10,11,12号样为大姑期冰碛-冰水沉积。

表 5-20

白石嘴剖面第四纪地层的氧化物比值

样品编号	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO/MgO	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	CaO + K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O
	(Ki值)				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Ba值)
白-7	9.166	0.069	0.425	1.335	0.397
白-6	9.480	0.056	0.246	2.00	0.236
白-5	8.565	0.121	0.216	3.921	0.163
白-4	8.792	0.062	0.429	3.739	0.172
白-3	5.710	0.076	0.256	8.672	0.180
白-2	9.831	0.210	0.359	18.598	0.125
白-1	11.755	0.159	0.581	11.295	0.145
平均值	9.042	0.122	0.359	7.03	0.203

注：1、2、3号样为大姑期冰碛层(3号样为风化壳)。

### 3. 地层中各层的风化系数

庐山第四纪沉积物是山体基岩经机械破碎和其他物理过程(包括风化、侵蚀和搬运等)而形成的混合物, 后经各种不同地质作用搬运, 以及每一时期所特定的地球化学条件(搬运介质的酸碱度、氧化或还原环境、气候条件的演替等)下所堆积。这些沉积物的堆积过程以及堆积后, 又不断受着后期的风化过程。随着某一时期的古气候的波动, 沉积物成土过程也随着变化。因此, 利用“风化壳”的概念来研究庐山第四纪地层的地球化学特征, 并进而可以寻求古气候的演化信息, 同有关的第四纪沉积作相应的对比和研究是重要方法之一。沉积物堆积过程中所经受的风化成土作用的强度有所差异, 必然会反映出各个时期不同沉积物的风化系数及相对淋溶、积聚值的明显变化。因此, 对庐山出露较全, 具有代表性的剖面 and 钻孔进行不同时代沉积物的风化系数计算; 氧化物相对淋溶和积聚值的研究是一件有意义的工作。以庐山全新世的最新堆积浅黄色土层作为进行氧化物相对淋溶值或积聚值的计算的本底值看待, 即以它作为反映现今气候和环境下形成的代表, 以求出第四纪时期各个地质时期的相对淋溶或积聚状况, 从而计算出庐山第四纪各时期相对现今气候和自然环境的差异以及变化的幅度。

风化系数包括: SiO<sub>2</sub>/RO + R<sub>2</sub>O(淋溶系数)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (最新土层)(铝化系数); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (最新土层)(铁化系数); R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/RO + R<sub>2</sub>O(残积系数)等。各剖面风化系数的结果列于表 5-21—23, 图 5-25—27。

从图5-28 显示, 庐山第四纪地层风化系数的变化。

淋溶系数 (SiO<sub>2</sub>/RO + R<sub>2</sub>O) 从地层自下而上有逐渐减少的趋势, 但是从曲线图显示在各次冰期沉积的数值有相应增高之势。由此表明, 在每一次冰期之后有一个沉积间断时期, 同时气候相应转暖的后期淋滤风化过程。

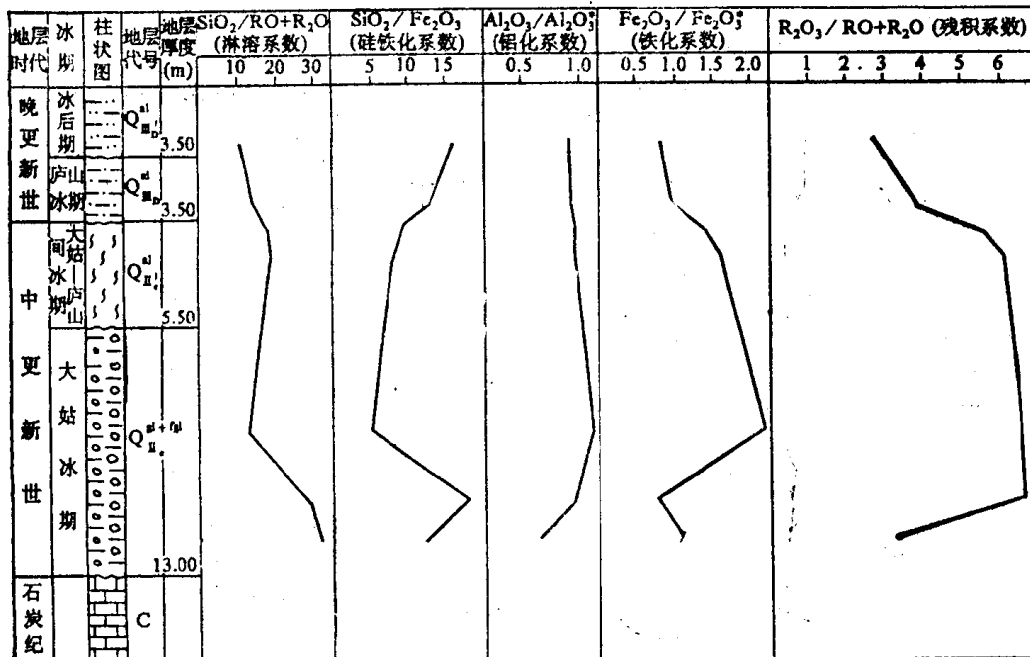
硅铁化系数(SiO<sub>2</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 地层的底部及顶部数值明显偏大, 其余部分数值比较平稳。但是, 各次冰期沉积物中则硅铁化系数相对增高, 这表明, 冰期沉积物堆积时的古气候环境要相对干燥些, 气候也较凉爽。

铝化系数(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*) 自地层的下部至上部, 其曲线有多次明显的高低起伏的变化,

表 5-21

白石嘴剖面之风化系数

地层代号	样品编号	淋溶系数 ( $\text{SiO}_2/\text{RO}+\text{R}_2\text{O}$ )	硅铁化系数 ( $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	铝化系数 ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3^*$ )	铁化系数 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ )	残积系数 ( $\text{R}_2\text{O}_3/\text{RO}+\text{R}_2\text{O}$ )
$Q_{III}^{IIb}$	B-7	11.42	16.99	0.93	0.82	2.79
$Q_{III}^{IIb}$	B-6	15.53	13.93	0.90	0.99	3.90
$Q_{III}^{IIc}$	B-5	18.27	9.54	0.96	1.40	5.54
	B-4	19.29	8.26	0.93	1.61	6.06
$Q_{III}^{IIc}$	B-3	13.31	5.05	1.24	2.28	6.59
	B-2	29.03	17.84	0.92	0.82	6.64
	B-1	32.70	13.02	0.77	1.14	3.28
平均值		19.94	12.09	0.95	1.29	4.97



• 庐山最新堆积层的含量



图 5-25 白石嘴剖面风化系数变化曲线

1. 基岩(灰岩); 2. 灰白色粘土砾石层; 3. 网纹红土层; 4. 黄褐色含铁、锰斑纹砂粘土层;  
5. 黄色粘砂土层

呈现波状曲线格局。但是从曲线图中显示，铝化系数在冰期沉积物中普遍较小，而间冰期沉积物中的铝化系数普遍增大。此系表明，冰期沉积物堆积时的古气候环境要相对干燥得多，气候也更加偏冷。

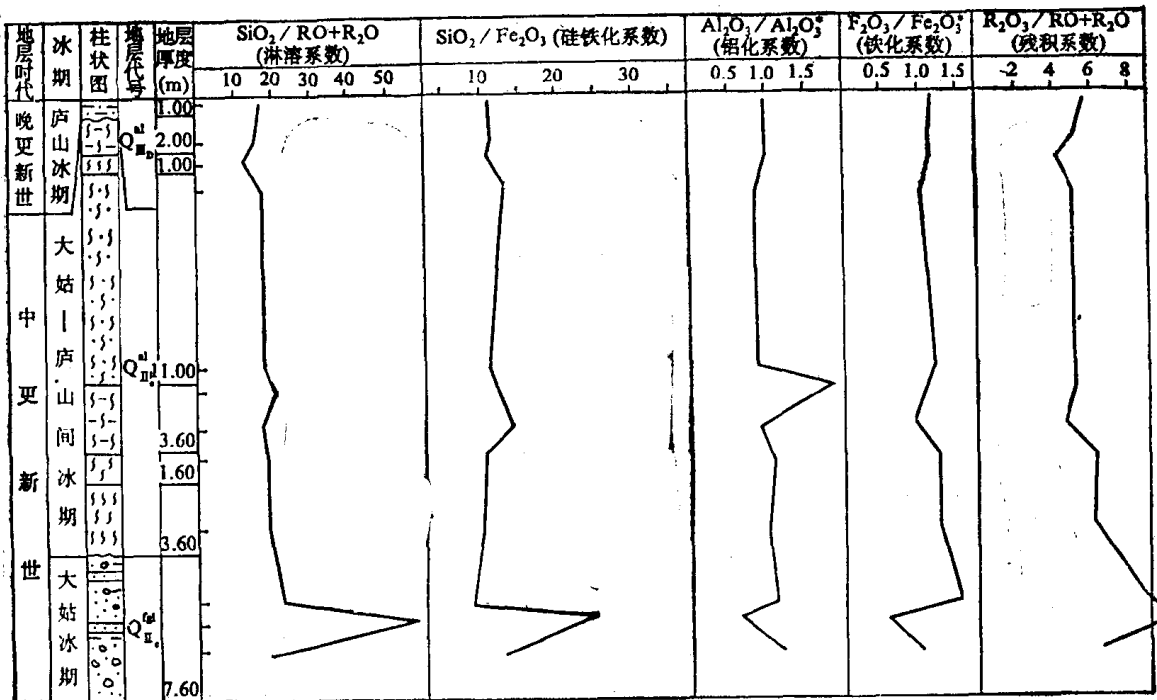
铁化系数( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ) 从地层自下而上，曲线展示为低—高—低的变化总趋势；曲线还表明，冰期沉积物的铁化系数明显低于间冰期沉积物，它反映了古气候环境为偏干凉的



表 5-22

叶家垄剖面风化系数

地层代号	样品编号	淋溶系数 $SiO_2/RO+R_2O$	硅铁化系数 $SiO_2/Fe_2O_3$	铝化系数 $Al_2O_3/Al_2O_3^*$	铁化系数 $Fe_2O_3/Fe_2O_3^*$	残积系数 $R_2O_3/RO+R_2O$
Q <sub>IIIc</sub>	叶-1	16.96	11.06	1.06	1.20	5.28
	叶-2	15.27	11.57	1.05	1.16	4.60
	叶-3	13.51	11.28	1.06	1.18	4.60
	叶-4	17.71	13.56	0.93	1.04	4.51
	叶-5	18.58	11.45	0.94	1.21	5.08
	叶-6	21.04	12.31	1.91	1.15	5.40
	叶-7	18.79	14.51	0.96	0.96	4.88
	叶-8	19.09	10.71	1.09	1.24	6.09
	叶-9	19.30	10.60	1.05	1.26	6.02
Q <sub>IIIc</sub>	叶-10	23.90	8.63	1.12	1.51	8.42
	叶-11	58.80	24.03	0.65	0.67	9.00
	叶-12	18.65	13.38	1.26	0.98	6.34
平均值		21.80	12.76	1.09	1.13	5.82



• 庐山最新堆积层的含量



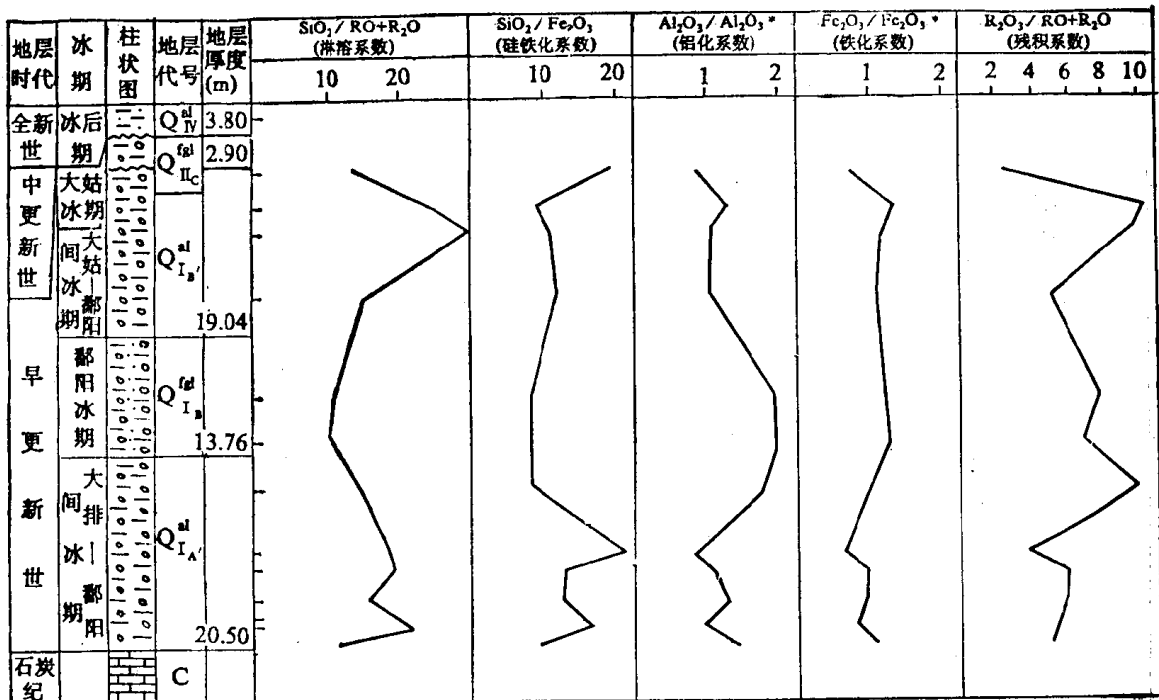
图 5-26 叶家垄剖面风化系数变化曲线

1. 棕红色网纹粘土砾石层夹砂及粘土层;
2. 棕红色网纹红土层;
3. 棕红黄色网纹土含铁、锰结核;
4. 棕红褐黄色网纹土层;
5. 浅黄色砂质粘土层

表 5-23

ZK<sub>503</sub>孔剖面风化系数

地层代号	样品编号	淋溶系数 SiO <sub>2</sub> /RO+R <sub>2</sub> O	硅铁化系数 SiO <sub>2</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	铝化系数 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	铁化系数 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	残积系数 R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /RO+R <sub>2</sub> O
Q <sub>IV</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -12	13.97	19.44	0.82	0.75	2.89
	ZK <sub>503</sub> -11	24.68	9.18	1.36	1.34	10.19
	ZK <sub>503</sub> -10	30.15	11.46	1.10	1.18	9.35
Q <sub>III</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -9	15.87	11.99	1.11	1.11	4.98
	ZK <sub>503</sub> -8	11.47	8.32	1.98	1.19	7.69
Q <sub>IA</sub> <sup>pl</sup>	ZK <sub>503</sub> -7	10.46	8.09	1.91	1.23	6.81
	ZK <sub>503</sub> -6	14.82	9.62	1.87	1.08	8.85
	ZK <sub>503</sub> -5	18.39	21.50	0.89	0.68	3.94
	ZK <sub>503</sub> -4	19.05	13.67	1.16	0.98	5.91
	ZK <sub>503</sub> -3	16.67	13.35	1.29	0.96	5.89
	ZK <sub>503</sub> -2	21.21	17.28	0.99	0.83	5.29
	ZK <sub>503</sub> -1	12.17	10.29	1.37	1.16	5.03
平均值		17.41	12.85	1.32	1.04	6.40



\* 庐山最新堆积层的含量



图 5-27 庐山星子县 ZK<sub>503</sub> 孔剖面风化系数变化曲线

1. 灰岩(基岩); 2. 褐色粘土夹砾石; 3. 棕红黄色粘砂夹砾石; 4. 浅黄色砂粘土层

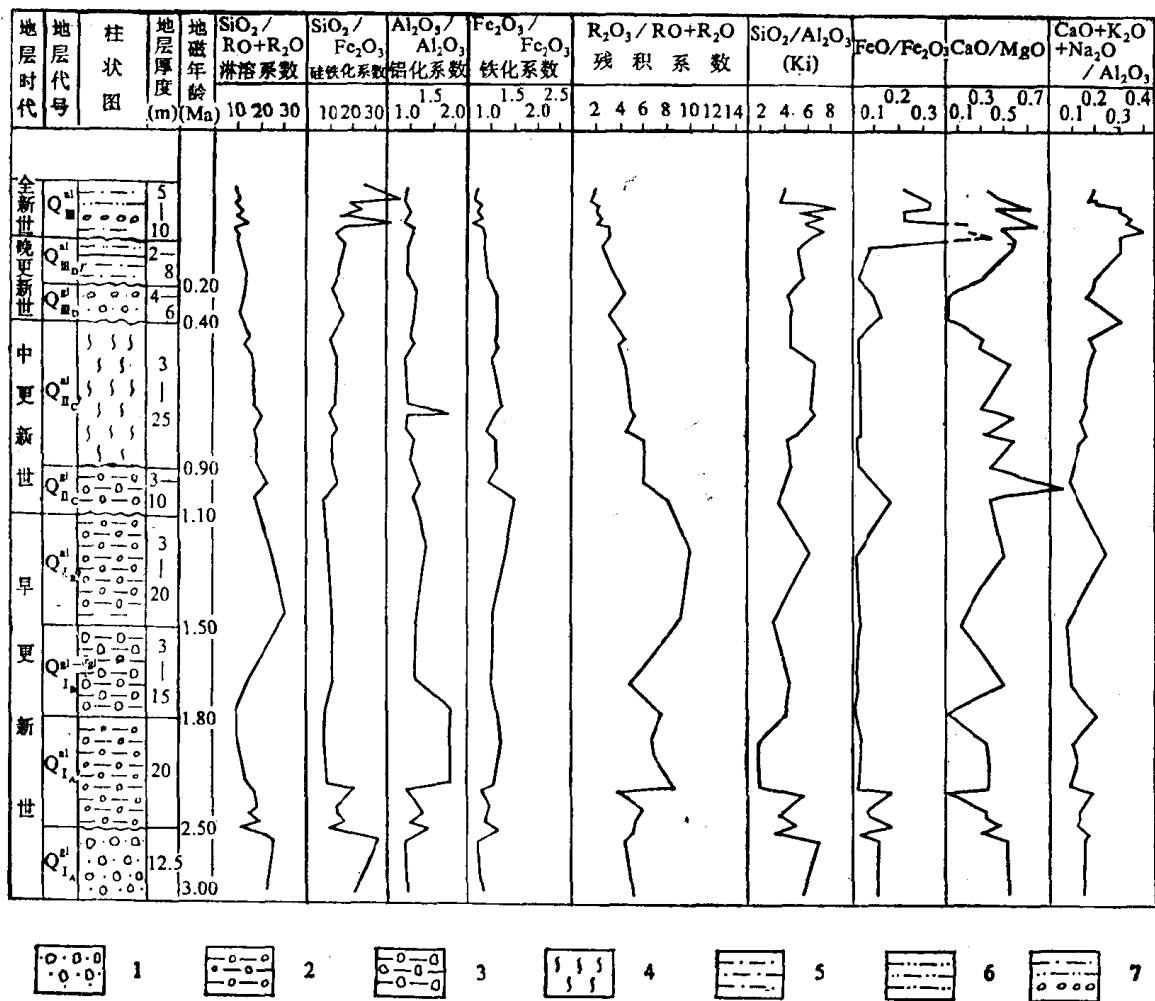


图 5-28 庐山第四纪地层的地球化学参数变化曲线

1. 砂巨砾石层；2. 粘土夹砾石；3. 粘土夹砾石(分选差)；4. 网纹红土；5. 亚粘土；6. 亚砂土；7. 底砾及亚砂土、亚粘土层

格局，相反，间冰期沉积的铁化系数则表明，古气候为一温湿的环境。

残积系数( $R_2O_3/RO+R_2O$ ) 其曲线显示由地层的下部至上部显示低—高一低的变化趋势。在早更新世的顶部其残积系数突然增高，向上和向下部又急速降低，这表明在此层堆积之后和堆积过程中气候明显炎热和湿润，淋滤作用加强，因而其数值突然增高。另外，冰期沉积物的残积系数相对较低，古气候气温相对偏低和干燥。

由上述各风化系数的演变关系，可以得到这样的认识：即冰期沉积物时的古气候环境较间冰期时的沉积物更偏寒冷和干燥；风化和成壤作用相对减弱，地球化学作用的过程相对减慢，风化成土作用的强度变小。

#### 4. 地层中化学元素、氧化物的相对淋溶和积聚

氧化物的相对淋溶和积聚状况，在一定程度上反映了沉积物的风化成土作用的强度，而风化成土作用的强弱又间接地反映出古气候的演化过程及变化格局。经过计算表明(表5-24)，庐山地区第四纪地层中各元素氧化物的相对淋溶及积聚情况。 $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $FeO$ 和 $K_2O$ 在整个第四纪地层系统中有多次淋溶和积聚的变化波动； $CaO$ 、 $MgO$ 、 $Na_2O$ 则基本表现

表 5-24

庐山第四纪地层的元素氧化物相对淋溶和聚积值

地层代号	氧化物值 ( $P^*$ )	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Q <sub>IV</sub>		-0.84	+1.93	-18.38	+23.26	+16.67	+12.50	-2.36	-12.75
Q <sub>III<sub>B</sub></sub>		-0.43	+7.38	-20.64	+20.93	-72.22	-28.35	+22.88	-77.95
Q <sub>III<sub>C</sub></sub>		-1.23	-4.01	+22.59	-27.91	-36.11	-50.96	-36.80	-77.45
Q <sub>III<sub>C</sub></sub> <sup>1</sup>		+1.34	-0.90	+15.21	-24.03	-38.87	-46.58	-31.45	-91.18
Q <sub>II<sub>B</sub></sub> <sup>1</sup>		-4.07	+24.72	+2.93	+16.28	-66.66	-73.08	+1.18	-91.67
Q <sub>I<sub>B</sub></sub> <sup>1</sup>		-14.17	+56.34	-6.50	+31.36	-9.89	-30.77	+2.59	-92.65
Q <sub>I<sub>A</sub></sub> <sup>1</sup>		-7.36	+37.37	-19.45	-16.94	-42.46	-39.42	+10.85	-80.54
Q <sub>I<sub>A</sub></sub> <sup>1</sup>		+12.19	-12.47	-52.14	-2.33	-65.28	-78.37	-23.82	-86.27

$P^* = \pm \frac{m-n}{n} \%$ ,  $P$  为百分数;  $m$  为某元素氧化物含量;  $n$  为某元素在庐山最新沉积物中的氧化物含量, 当  $m > n$  时,

$P$  为正值, 用“+”表示, 为积聚值; 当  $m < n$  时,  $P$  为负值, 用“-”表示, 为淋溶值。

\* 据“华南沿海第四纪地质调查研究报告”, 1976年, 中国科学院南海海洋研究所。

为相对淋溶。

铁元素在风化成土作用过程中是极为活泼的元素, 它的氧化物 FeO 在风化过程中多逐渐要转化为高铁氧化物 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; FeO 的转化速度的快慢, 以及在地层中含量的多少, 显然与气候的冷热、干湿的变化有密切的关系。如气候湿热其 FeO 在地层中则表现为相对淋溶, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 则出现相对积聚, 因此, 为探讨沉积物形成过程的古气候状况, 提供了一个有参考意义的信息。

表 5-24 中数据显示, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 除地层 Q<sub>III<sub>C</sub></sub><sup>1</sup> (大姑冰期沉积物) 外, 其他各次冰期 Q<sub>I<sub>B</sub></sub><sup>1</sup>、Q<sub>II<sub>B</sub></sub><sup>1</sup>、Q<sub>III<sub>B</sub></sub> 均表现为相对淋溶, 这说明冰期时气候相对较为干冷。地层 Q<sub>III<sub>C</sub></sub><sup>1</sup> 其 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 则可能因长期暴露地表, 后期经多次湿热气候的叠加作用而进一步风化。值得注意的是, 世人瞩目的网纹红土层, 其 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的相对积聚值及 FeO 的相对淋溶值都是各层中较高的, 这充分说明网纹红土的风化成土作用过程是在气温较高和湿润的气候环境下所形成的, 另外此层中, 其他氧化物 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 均表现为较大的相对淋溶。

### 5. 第四纪地层中, Eh、pH 及 Sr/Ba 值的变化

第四纪沉积物沉积作用和过程, 受着多种因素的控制和制约。地球化学过程与其沉积物的物质背景、搬运介质的溶液浓度、温度、压力、胶体的吸附作用、以及生物的活动和人类的生产劳作都有关系。在上述诸因素中, 特别是在庐山地区, 沉积物在表生作用条件下, 对沉积物变化起着主导和关键作用的是温度。然而温度的变化又取决于气候的变化。而搬运介质的溶液浓度, 其 pH、Eh 值又受到气候和温度的影响。因此, 研究它们在地层中的分布情况可在某种程度上反映古气候的变化<sup>①</sup>。由表 5-25 得知: 由 Q<sub>III<sub>C</sub></sub><sup>1</sup> 以上的白石嘴剖面、Q<sub>III<sub>C</sub></sub><sup>1</sup>—Q<sub>III<sub>C</sub></sub><sup>1</sup> 叶家垄剖面以及由 Q<sub>I<sub>A</sub></sub><sup>1</sup>—Q<sub>I<sub>B</sub></sub><sup>1</sup> ZK<sub>503</sub> 孔剖面看 Sr/Ba 的比值随深度增加而变小, pH 值也是随深度的增加变小, 而 Eh 值从各个剖面所测得的数据来看比较平稳, 变化不大, 虽然就整个地层有上述总的变化趋势, 但每个间层也有多次起伏大小的变化, 可能反映古气

① 文启忠等, 黄土剖面中氧化物的比值及其风化系数在地质上的意义, 参加第三届全国第四纪学术会议论文集(下)。

候有多次波动变化。

表 5-25

第四纪地层Sr/Ba、pH、Eh值

地层代号	样品编号	Sr/Ba	pH	Eh(mV)
Q <sub>III<sub>D</sub>'</sub>	白-7	1.0	7.40	1 360
Q <sub>III<sub>D</sub></sub>	白-6	0.5	7.90	1 320
Q <sub>III<sub>C</sub>'</sub>	白-5	1.0	7.40	1 350
	白-4	1.0	7.80	1 350
Q <sub>III<sub>C</sub><sup>fs'</sup></sub>	白-3	0.5	7.10	1 330
	白-2	0.5	7.30	1 350
	白-1	0.5	7.60	1 340
Q <sub>III<sub>C</sub>'</sub>	叶-1	1.0	8.20	1 320
	叶-2	1.0	8.00	1 360
	叶-3	2.0	7.10	1 320
	叶-4	1.0	8.00	1 320
	叶-5	2.0	8.00	1 310
	叶-6	2.0	7.90	1 310
	叶-7	1.0	9.30	1 200
	叶-8	1.0	7.60	1 340
	叶-9	1.0	7.80	1 320
Q <sub>III<sub>C</sub><sup>fs'</sup></sub>	叶-10	3.0	7.20	1 360
	叶-11	1.0	7.30	1 310
	叶-12	1.5	8.30	1 310
Q <sub>III<sub>B</sub>'</sub>	ZK <sub>503</sub> -11	2.0	7.00	1 310
	ZK <sub>503</sub> -10	3.0	7.20	1 310
Q <sub>III<sub>B</sub><sup>fs'</sup></sub>	ZK <sub>503</sub> -9	1.5	7.30	1 300
	ZK <sub>503</sub> -8	3.0	8.10	1 310
Q <sub>III<sub>A</sub>'</sub>	ZK <sub>503</sub> -7	3.0	7.90	1 330
	ZK <sub>503</sub> -6	3.0	7.00	1 300
	ZK <sub>503</sub> -5	3.0	7.10	1 300
	ZK <sub>503</sub> -4	1.5	7.90	1 330
	ZK <sub>503</sub> -3	1.5	9.50	1 220
	ZK <sub>503</sub> -2	1.5	7.00	1 300
	ZK <sub>503</sub> -1	2.5	7.20	1 320
Q <sub>III<sub>A</sub><sup>fs'</sup></sub>	排 2	1.5	7.60	1 360

从上面所列举的地球化学特征的5个方面,基本上反映了庐山地区第四纪古气候的演化格局。微量元素、氧化物比值、风化系数、淋溶值或积聚值等地球化学参数的变化,反映了第四纪时期多次温湿—干冷的气候演变模式。当然这种变化的强度、变幅有时甚微,但是它却反映了各时期沉积物的风化作用强弱,成土作用强度,为探讨古气候变化提供了可供参考的指标,仍具有一定的实际意义。

## 第五节 重矿物特征

在第四纪沉积物中含有比重较大的矿物(其比重大于2.9),它在沉积物中的含量多少及其组合特征,可以为研究本地区沉积物的物质来源和沉积环境有着重要意义。我们对本区第四纪的若干钻孔和剖面采集了近80个样品进行了重矿物分析,所见矿物约50余种,其中稳定矿物有磁铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿、赤铁矿、石榴石、电气石、锆石、金红石、白钛矿、褐铁矿等,其次有锐钛矿、磷灰石、黄铁矿、辰砂、白云母、黑云母、软锰矿、金云母、独居石。少量孔雀石、自然金、自然锡、自然铜等。非稳定矿物主要有,角闪石、红柱石、绿帘石、阳起石、蓝晶石、楣石等。另外还有针铁矿、绿泥石、方解石、伊里石和蒙脱石等。

沉积碎屑矿物在沉积物中的分布特征,对于说明古气候的变迁有一定意义。重矿物的组合特征、重组分稳定指数、重组分的百分含量等指标,特别是在表生地质作用下,温度的变化是受气候波动所支配。因此,研究上述指标和参数的变化,结合若干有关的地质现象和作用来探讨古气候演化仍是一件有意义的工作。

### 1. 重矿物的组合特征

从庐山地区第四纪沉积物来看,矿物的组合特征在区内基本相似。但是,由于各沉积物所处的地形地貌部位不同,沉积环境的差异,致使各沉积时期地层中的重矿物组合又有各自的特点。庐山第四纪沉积物中的矿物来自庐山,但矿物的组合特征在很大程度上反映其沉积环境的变迁。现就重矿物的组合自下而上,大致可分为如下几个带(表5-25)。

#### (1) 非稳定矿物—稳定矿物组合带

本带是大排岭冰碛层(Q<sub>1</sub><sup>1</sup>-f<sup>1</sup>)。该层的矿物主要有电气石、楣石、钛磁铁矿、锆石等。稳定矿物有:电气石、钛磁铁矿、锆石,次之为石榴石等。非稳定矿物主要有楣石、白云母、含有少量的蓝晶石、阳起石等。从分析结果看含量最高的为楣石。此层是本区第四纪最老的地层,分布地貌部位较高,上无覆盖物,暴露地表时间较长,经多次风化作用的影响以及气候环境的若干次变化,不易保存的非稳定矿物仍有一定数量存在,显示了一个较为寒冷的气候下所堆积的沉积物。

#### (2) 稳定矿物—非稳定矿物带

此带系地层(Q<sub>1</sub><sup>2</sup>),其稳定矿物有:赤铁矿、钛磁铁矿,锆石为主,其次有:石榴石、锐钛矿、金红石、电气石等;非稳定矿物有:楣石、绿帘石以及少量针铁矿等。在此组合带中稳定矿物赤铁矿和钛磁铁矿占有绝对优势,其百分含量较高。自生矿物针铁矿也含有一定量,最高可达3%—4%,这说明,该层在沉积过程中气候比较温暖和湿润,可能为冲积和湖沼相沉积。

#### (3) 稳定矿物—非稳定矿物带

此带系早更新世上部 ( $Q_{1b}^1$ )，稳定矿物含量较高，非稳定矿物较少。稳定矿物主要有：钛磁铁矿、赤铁矿，其次为锆石、电气石等。非稳定矿物主要有：楣石、白云母等。从矿物组合本身来看为较温暖的气候环境，但是从其他有关资料，特别是在此层沉积物堆积之后，有一次较强的地壳运动，沉积有一定时期的间断，淋溶、风化作用加剧，一些非稳定矿物不复存在。此层为冰水相沉积。

#### (4) 稳定矿物带

此带地层为早更新世的顶部 ( $Q_{1a}^1$ )，稳定矿物为主要成分，其主要矿物有钛磁铁矿、赤铁矿、石榴石、电气石、锆石等，但也含有少量非稳定矿物，如：楣石、蓝晶石等；白生矿物有黄铁矿等。此带的矿物组合反映了沉积时期的气候为比较温暖的环境，可能为一种冲积及河湖相沉积环境下堆积而成。

#### (5) 非稳定矿物—稳定矿物带

此带地层为中更新世下部 ( $Q_{1c}^{1-2}$ )，非稳定矿物主要有绿帘石、楣石、白云母等；稳定矿物主要有钛磁铁矿、电气石、石榴石等，次要矿物有金红石、赤铁矿、白钛矿等。从此带的矿物组合来看，非稳定矿物与稳定矿物在比例上差不多，但是，此带沉积后经受后期较强湿热风化作用的影响，仍有较大非稳定矿物保存下来，说明沉积物停积时气候比较寒冷，为冰期环境所形成。

#### (6) 稳定矿物带

此带为中更新世上部地层 ( $Q_{1c}^1$ )，稳定矿物占此带的主要优势，主要矿物有钛磁铁矿、赤铁矿、电气石、石榴石、锆石、金红石等，次要矿物有白钛矿、锐铁矿、磁铁矿等，其中有少量非稳定矿物如，绿帘石、白云母等。此带为网纹状红土层，从其矿物组合看，反映了在中更新世晚期气候比较温暖和湿润。

#### (7) 非稳定矿物—稳定矿物带

此带为晚更新世早期地层 ( $Q_{11b}^1$ )，非稳定矿物主要有楣石、绿帘石等；稳定矿物有钛磁铁矿、锆石、电气石和金红石等，还含有少量白云母、阳起石等。此带的矿物组合反映了晚更新世早期比较干冷的气候特点。

#### (8) 稳定矿物带

此带为晚更新世早期的地层 ( $Q_{11a}^1$ )，稳定矿物占有绝对优势，其主要矿物有钛磁铁矿、锆石、赤铁矿等，非稳定矿物含量很低，其矿物有绿帘石等，此带矿物组合反映了一个比较温暖的气候环境。

#### (9) 非稳定矿物—稳定矿物带

此带为晚更新世晚期的沉积 ( $Q_{11e}^1$ )，此带在山顶和山麓均有少量出露。非稳定矿物含量较高，主要矿物有绿帘石、白云母、楣石，还含有少量磷灰石、角闪石等；稳定矿物有锆石、电气石和赤铁矿等。此带的矿物组合反映了气候是比较干冷的环境。

#### (10) 稳定矿物—非稳定矿物带

此带为全新世沉积物 ( $Q_{1f}^1$ )。此带在山麓及山前平原分布较广，多为冲积层，山顶带可见有残坡积层。此带稳定及非稳定矿物含有差不多的比例。稳定矿物主要有钛磁铁矿、电气石、锆石、金红石及石榴石等；非稳定矿物主要有绿帘石、阳起石及少量白云母等。从此带矿物的组合是以磁铁矿、锆石和电气石及非稳定矿物绿帘石、阳起石及少量白云母来看，反映了较为温暖的气候。

综上所述, 本区重矿物的组合特征, 对沉积环境和古气候的变化具有一定指示性意义。

另外, 根据庐山地区 2 个钻孔及 5 个剖面的重矿物分析资料, 以及山体基岩的重矿物分析资料相比较其结果表明, 这一地区的第四纪沉积物中含有较多的钛磁铁矿、锆石、金红石、电气石、赤铁矿、榍石、绿帘石、白云母、磁铁矿、阳起石、锐钛矿等矿物, 说明第四纪庐山的沉积物的蚀源区是来自山上的震旦纪、寒武纪的变质岩, 一部分来自山体中生代的火山岩系地层。其被剥蚀的物质沿东、西两侧的各地搬运至山麓停积。

表 5-26 庐山地区第四纪地层重矿物组合分带

地层时代	重砂矿物组合	矿物组合特征	反映的古气候	
全新世	Q <sub>iv</sub>	钛磁铁矿-电气-绿帘石带	稳定矿物-非稳定矿物组合带	温暖
晚更新世	Q <sub>iiiB</sub>	绿帘石-榍石-白云母-锆石带	非稳定矿物-稳定矿物组合带	干冷
	Q <sub>iiiD</sub> <sup>st</sup>	钛磁铁矿-锆石-赤铁矿带	稳定矿物组合带	温暖
	Q <sub>iiiD</sub> <sup>st</sup>	榍石-绿帘石-磁铁矿-锆石带	非稳定矿物-稳定矿物组合带	干冷
中更新世	Q <sub>iiC</sub>	钛磁铁矿-赤铁矿-电气石带	稳定矿物组合带	温暖湿润
	Q <sub>iiC</sub> <sup>st</sup>	绿帘石-榍石-钛磁铁矿-电气石带	非稳定矿物-稳定矿物组合带	寒冷
早更新世	Q <sub>iA</sub>	钛磁铁矿-赤铁矿-石榴石带	稳定矿物组合带	温暖
	Q <sub>iA</sub> <sup>st</sup>	钛磁铁矿-赤铁矿-榍石-白云母带	稳定矿物-非稳定矿物组合带	温凉
	Q <sub>iA</sub>	赤铁矿-锆石-钛磁铁矿-榍石带	稳定矿物-非稳定矿物组合带	温暖
	Q <sub>iA</sub> <sup>st</sup>	榍石-白云母-蓝晶石-电气石带	非稳定矿物-稳定矿物组合带	寒冷

## 2. 重矿物的稳定系数及其百分含量

重矿物的稳定系数、重组分百分含量的研究有助于说明沉积过程, 堆积及成岩阶段的多种变化因素; 它不仅反映了沉积从蚀源区向堆积区的搬运距离、搬运方式、搬运介质条件和沉积速度等, 而且在某种程度上反映着古气候的变化格局。从这个意义上说, 重矿物的稳定系数 (ZTR)、重组分的百分含量研究有着理论意义和实践意义。

重矿物的稳定系数及重组分百分含量研究可应用于: (1) 地层的划分和对比; (2) 探讨沉积物形成的古气候条件。从重矿物系统进行古气候和与冰川沉积方面的研究成果还不多, 一些学者已经从这方面做过一些有益的尝试<sup>[67]</sup>, 取得了有意义的成果。

为了深入研究庐山地区第四纪以来古气候的演化规律及古冰川作用, 运用重矿物成熟度的概念、运用表示矿物成熟度的系数即稳定系数 (ZTR) 和重组分的百分含量作为探讨古气候的指标。一般说来, 稳定矿物含量相对增高, 稳定系数也相应增高, 这是因为相对温湿时期, 大量不稳定矿物解体, 不稳定与次稳定矿物在这一气候条件下风化、溶蚀, 而含量相对下降。重组分百分含量相对增高, 稳定系数相对降低, 不稳定矿物的相对增高, 这些指标则反映了气候相对寒冷和干燥。所以利用这些指标来探讨庐山第四纪地层划分, 古气候的变化及古冰川的消长是有一定作用的。

重矿物的稳定系数 (ZTR) 的确定和研究的方法很多<sup>[68]</sup>, 例如利用石英与长石、石英



加燧石与其长石加碎屑之比，单晶石英与多晶石英之间的比值关系来表示；也有利用稳定矿物与较为稳定矿物之间的比率关系来探讨，总之，不管用哪一些方法来表达碎屑沉积物的稳定系数即 ZTR 值，都是为了寻找对地层的对比和古环境的研究指标。依据庐山第四纪地层中，重矿物的组合特征，选定以稳定矿物与次稳定矿物之间的比率来探讨，为了便于研究和对比，只有选定在各地层经常出现的锆石与钛磁铁矿进行比值关系的计算和比较，并结合其他矿物的组合关系，来探讨古气候变化（见图5-29）。

从图 5-30，可以看出从地层的底部到上部重组分稳定系数（ZTR 值）有低—高一低的变化趋势，这样的变化势态大约有 5 次；重矿物的重组分的百分含量也有高一低一高的变化趋势，这种由高到低的变化旋回也有约 5 次之多。在稳定系数相对较低的层位，重组分百分含量即相应地增高，这两条曲线呈现“反相同步”的变化，它的这种关系可以从气候的变化过程寻求解决。因为相对温暖和湿润的环境下，大量不稳定矿物很容易风化解体，风化消蚀作用使重矿物的百分含量大量减少，而稳定矿物则相对增多，稳定系数则相对增高。反之，在较为寒冷和干燥的气候环境下，相对较多的不稳定矿物、次稳定矿物就不易大量的风化解

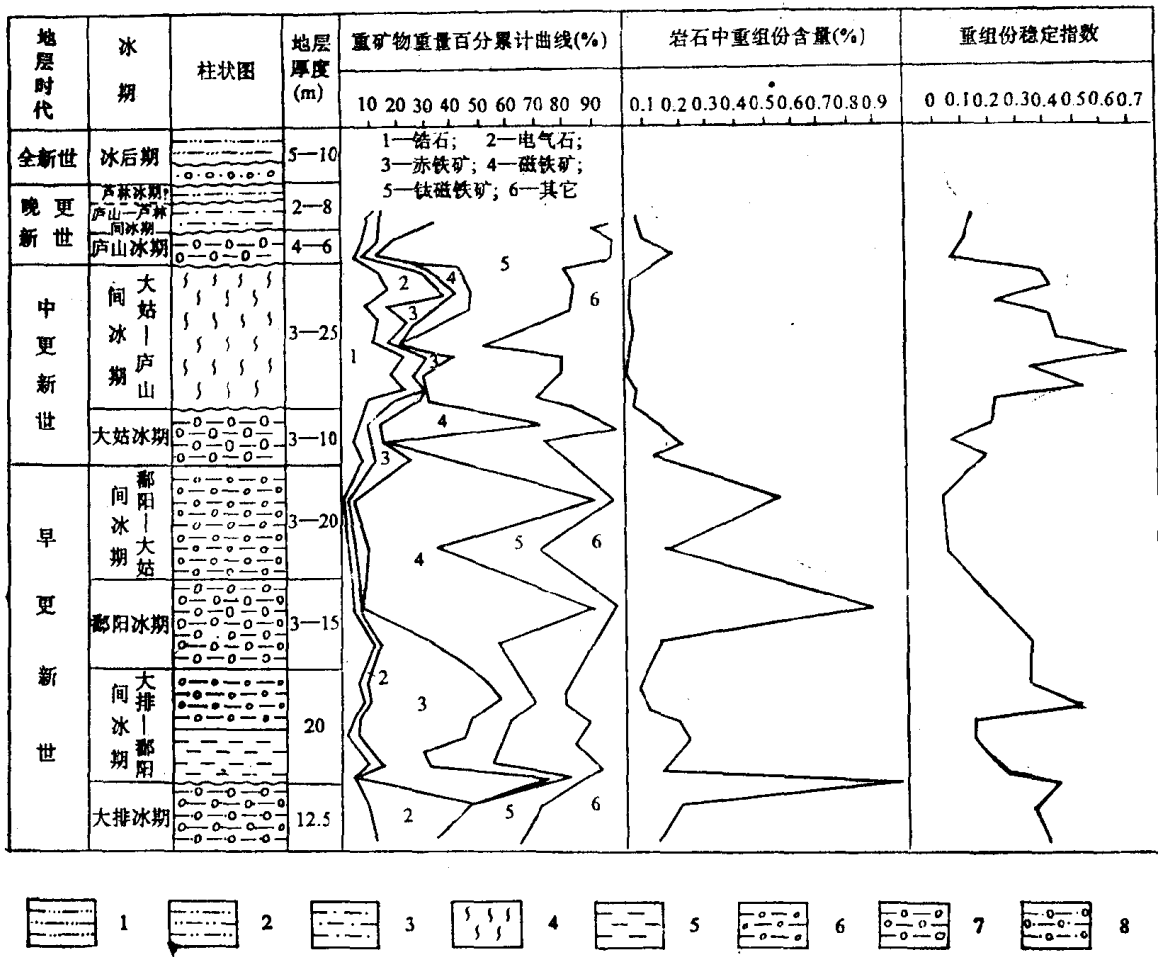


图 5-29 庐山第四纪地层重矿物不同比值的变化  
 1. 粘质粉土层; 2. 粘质砂土层; 3. 砂质粘土; 4. 网纹红土; 5. 粘土; 6. 粘土夹细砾; 7. 粘土夹巨砾; 8. 砂质粘土夹砾石

体, 风化作用相对较为微弱, 不稳定和次稳定矿物相对增多, 稳定系数则相对降低。

重组百分含量与稳定系数的这种演变规律, 为我们提供了一个较为重要的信息, 即地层中重组百分含量相对增高, 稳定系数相对降低, 不稳定矿物组合含量相对增加, 这三个方面的重矿物特征说明沉积是在相对较为寒冷的气候条件下形成的。

## 第六节 粘土矿物特征

粘土矿物除在第四纪地层的分布、组合特征与其沉积物的物质来源、搬运介质的条件和性质、自然环境条件的变化等因素有极为密切的关系外; 它的分布、组合、演化等特征还与古气候的条件有着重要而密切的关系。为此, 我们对庐山地区第四纪地层系统地进行了粘土矿物的研究。为了获取准确的粘土矿物的种类、分布和组合特征, 采取了相应的分析和鉴定手段。对第四纪地层沉积物的各层位进行了系统的采样分析, 主要进行了粘土矿物的提纯、差热分析、X光衍射分析、透射电镜分析以及能谱分析等。下面将有关分析的结果, 并依据地层由老到新的顺序详述于下。

### 1. 差热分析结果(表 5-27、图 5-30)

从差热分析其曲线判明, 在庐山地区第四纪地层中, 以伊利石、高岭石为主, 其次有三水铝石、水云母、蒙脱石-伊利石混层矿物。第四纪沉积物中粘土矿物, 通常来自各种铝硅酸盐矿物经过化学风化转变而成。伊利石多为母岩遗留物或原生矿物初期风化产物; 高岭石是一种属于母岩风化搬运的产物, 或者由硅酸盐类物质演变而来, 一般来说在酸性环境中有利于高岭石的形成, 因此, 高岭石大都由变质岩和火山岩风化而成。通常高岭石形成于化学风化作用较为强烈的地区和环境, 是反映气候较为炎热和湿润的气候环境。因此, 运用粘土矿物的分布和组合规律可为探讨古气候的变化提供资料。

表 5-27 庐山第四纪地层差热分析的粘土矿物组合

地层时代	主要粘土矿物	矿物组合
全新世	Q <sub>iv</sub>	伊利石-高岭石
晚更新世	Q <sub>iii<sub>a</sub></sub>	伊利石-高岭石
	Q <sub>iii<sub>b</sub></sub> <sup>1-4</sup>	伊利石-蒙脱石-伊利石混层矿物
	Q <sub>iii<sub>b</sub></sub> <sup>5</sup>	高岭石-伊利石
中更新世	Q <sub>ii<sub>c</sub></sub> <sup>1</sup>	高岭石-伊利石-蒙、伊混层矿物
	Q <sub>ii<sub>c</sub></sub> <sup>2-4</sup>	伊利石-高岭石-蒙、伊混层矿物
早更新世	Q <sub>i<sub>a</sub></sub> <sup>1</sup>	高岭石-伊利石
	Q <sub>i<sub>a</sub></sub> <sup>2-4</sup>	高岭石-伊利石-水云母
	Q <sub>i<sub>a</sub></sub> <sup>5</sup>	高岭石-伊利石
	Q <sub>i<sub>a</sub></sub> <sup>6</sup>	高岭石-伊利石-蒙、伊混层矿物

### 2. X光衍射分析结果

依据X光衍射分析, 在第四纪地层中主要有6种粘土矿物, 它们是高岭石、伊利石、开放伊利石、伊利石-蒙脱石混层矿物、绿泥石、14.255 Å 矿物。依X光衍射曲线峰值的相对

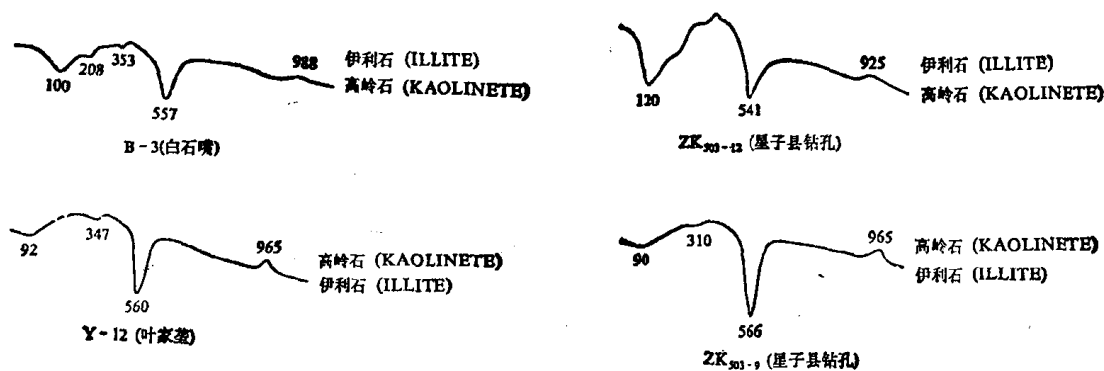


图 5-30 庐山第四纪地层中粘土矿物差热分析曲线

高低的变化，说明它含量的相对量。因为粘土矿物的(001)反射峰的峰高强度，一般来说，其含量越多反射峰也越高。因此把每一样品分析的曲线最高峰为其某一粘土矿物的最高值，其他反射峰所表示的粘土与其相比较可得到其相应的相对含量，判明各粘土矿物在地层中的多少，并依据其含量的高低顺序排列，以了解其各地层中的粘土矿物组合及分布特征（见表 5-28)(图 5-31)。

表 5-28

庐山第四纪地层中 X 光衍射粘土矿物组合

地层时代		主要粘土矿物	矿物组合
全新世	Q <sub>iv</sub> <sup>iv</sup>	伊利石、高岭石、绿泥石	伊利石-绿泥石
晚更新世	Q <sub>iiiE</sub> <sup>iiiE</sup>	伊利石、高岭石、开放伊利石、绿泥石	伊利石-开放伊利石
	Q <sub>iiiD'</sub> <sup>iiiD'</sup>	伊利石、高岭石、蒙脱石伊利石混层矿物	伊利石-高岭石
	Q <sub>iiiD</sub> <sup>iiiD</sup>	高岭石、伊利石、开放伊利石、绿泥石	高岭石-伊利石-开放伊利石
中更新世	Q <sub>iiC</sub> <sup>iiC</sup>	高岭石、伊利石、蒙脱石伊利石混层矿物	高岭石-蒙脱石伊利石混层矿物
	Q <sub>iiC</sub> <sup>iiC</sup> f <sup>st</sup>	高岭石、伊利石、开放伊利石	高岭石-伊利石-开放伊利石
早更新世	Q <sub>iA</sub> <sup>iA</sup>	高岭石、伊利石(少量)	高岭石-伊利石
	Q <sub>iA</sub> <sup>iA</sup> f <sup>st</sup>	高岭石、伊利石	高岭石-伊利石
	Q <sub>iA</sub> <sup>iA</sup>	高岭石、少量伊利石	高岭石
	Q <sub>iA</sub> <sup>iA</sup> f <sup>st</sup>	开放伊利石、高岭石	开放伊利石-高岭石

依据 X 光衍射分析所揭示的结果，庐山第四纪沉积物中的粘土矿物以伊利石、高岭石为主，其矿物分布及组合有几个特点：(1) 从地层的下部向上部高岭石的含量有逐步减少，伊利石逐渐增高之势；(2) 伊利石和开放伊利石有多次的起伏波动。从这些特点反映了如下几方面信息：第一，第四纪地层中，时代较为久远的层位，高岭石的含量相对较高，较新地层中伊利石的含量相对增加。这说明，较老的地层经受的化学风化作用的强度相对较大，经历的时期较长。第二，伊利石和开放伊利石在地层中出现多次含量高低变化的起伏波动。它不

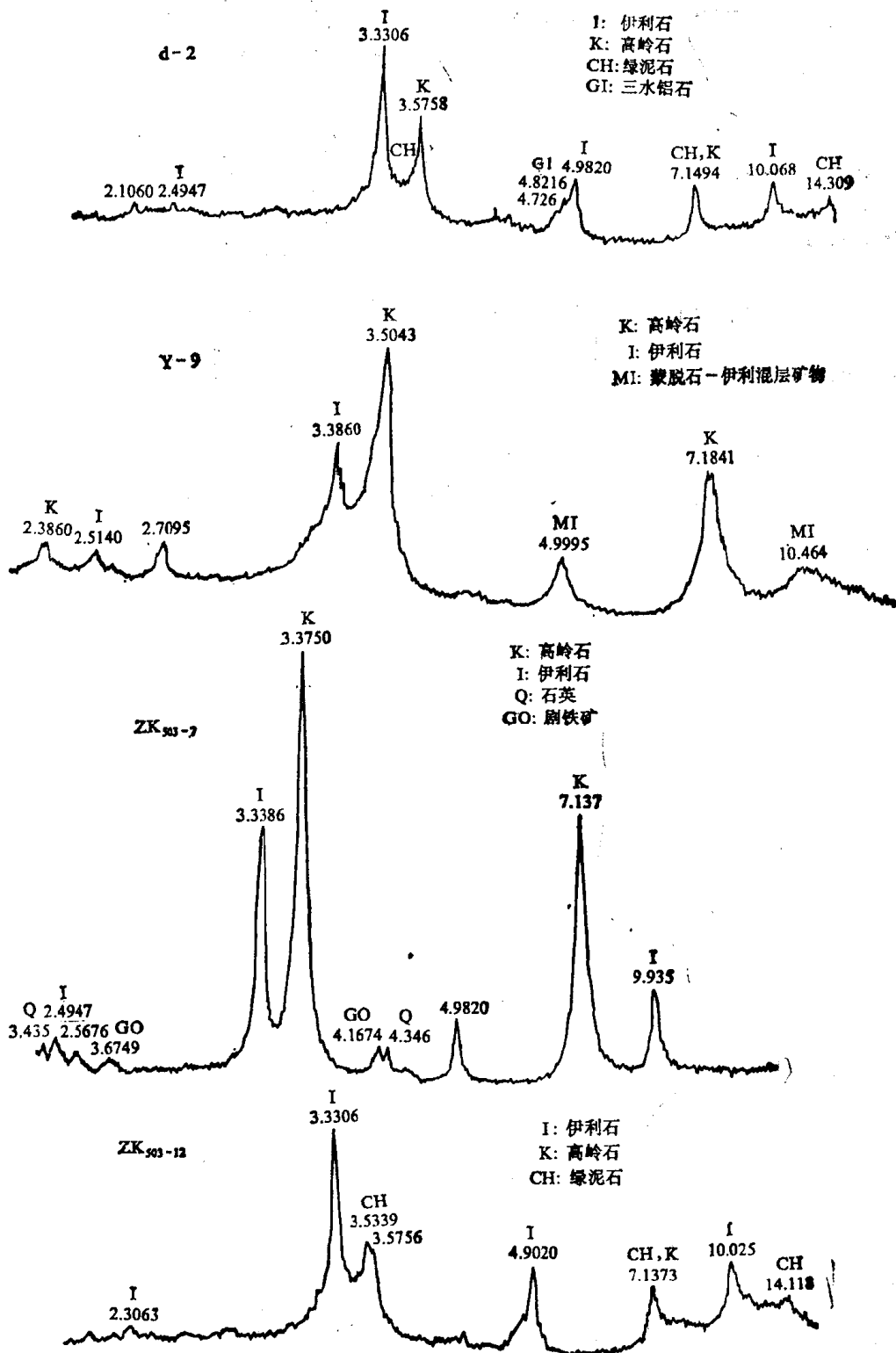


图 5-31 庐山第四纪地层沉积物粘土矿物 X 光衍射图谱

仅反映了化学风化过程的强度变化，同时也反映了气候冷暖程度的相对变化强度。不言而喻，第四纪气候的变化，对矿物变化的影响有着密切关系，特别是粘土矿物的演化更加具有意义。一般来说，伊利石的保存和形成的气候环境是较为寒冷，为碱性环境；而高岭石的气候环境是较为湿热及酸性环境。如第四纪沉积是在气候为湿热及酸性环境下堆积而成，显然，在该沉积物中是极难有伊利石和开放伊利石保存。相反，沉积物是在较寒冷气候和碱性环境条件下，沉积物中就有较多的伊利石矿物存在，然而后期的湿热气候及酸性环境的影响，一部分，甚至很大部分就会演变为开放伊利石，甚至变为高岭石。庐山第四纪地层中伊利石和开放伊利石出现的层位，显然是反映了沉积时为较寒冷和碱性的沉积环境。而无伊利石、开放伊利石出现的层位则表明沉积时是较为温暖的气候及酸性的环境，或者是后期湿热化作用更为强烈的时期。由此可见，庐山从第四纪地层中粘土矿物研究的一个侧面证实，这里在第四纪时期气候有过冷暖的波动。那种认为，自第四纪以来，庐山的气候与现今气候格局没有多大的变化的观点，显然是靠不住的<sup>[29]</sup>。

### 3. 透射电镜和能谱分析

运用透射电镜和能谱分析，确定庐山第四纪沉积物中粘土矿物的种类，是很有帮助的方法和手段。

透射电镜分析，对于研究粘土矿物的形态及晶形，判别粘土矿物的种类是很重要的（图版 I）。

能谱分析，进一步补充和完善了透射电镜的研究领域。因为有些粘土矿物在形态和晶形上都极为相近，难以确定粘土矿物到底属于什么矿物，因此，运用此法，就可以在相近的粘土矿物中，把它们各自的特征分辨开来。这一分析方法，可以分析出矿物的元素含量、各种元素的氧化物百分含量等物质组分，并能绘制出能谱曲线，这样可以大大提高了鉴定粘土矿物的准确性和可靠性（见图 5-32(1)、(2)）。

通过透射电镜和能谱分析，可见庐山第四纪地层中其粘土矿物的分布及组合有其规律的变化：在冰期沉积地层中，其粘土矿物有伊利石、开放伊利石和高岭石等，伊利石矿物为该地层的主要种类。间冰期沉积物中常会有高岭石、开放伊利石及蒙脱石混层矿物，以高岭石矿物为主的组成格局。粘土矿物的这种分布及组合规律，恰巧反映了第四纪古气候的演化特征，为冰期、间冰期气候演变规律提供了有意义的素材和证据。

据庐山基岩的岩石研究表明，庐山地区的粘土矿物主要由基岩中，长石类和云母类矿物经风化转化而来。粘土矿物（表生作用下）的形成受气候、搬运介质的酸碱度、Eh 值、胶体作用等诸因素的影响。例如，高岭石的形成与气候有关，在气候比较炎热湿润，为偏酸性的还原环境下的产物。伊利石、绿泥石、蒙脱石矿物组合是反映气候干旱和偏凉的气候，为碱性环境下生成。混层矿物为一过渡性矿物，它反映的是在风化过程中的某一阶段，化学风化和淋滤作用仍继续进行。因此，在不同沉积相、不同气候环境和不同酸碱度的条件下其粘土矿物的组合是不尽相同的。例如，在河流相沉积中，以高岭石、伊利石、蒙脱石的组合为主；滨湖、三角洲相以伊利石、蒙脱石、高岭石为代表。据北美对晚更新世冰碛地层的研 究，其沉积中伊利石占有较大的比重<sup>[103]</sup>。长石类及云母类矿物在风化过程中转化成粘土的演化系列如图 5-33。

依据庐山第四纪蚀源区的基岩（见第一章）的岩石特征得知，庐山第四纪沉积物的粘土矿物的演化关系如图 5-34。

大姑冰碛 (白-B-1)

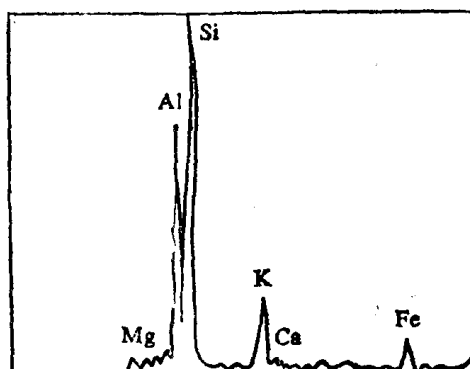
LIST-%:

LABEL=8946 MI

29-JUN-86 10:26:25

75.762 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%	OXIDE
MG K	1.676	0.428	0.428	0.709	
AL K	110.332	20.106	20.106	37.991	
SI K	169.728	24.832	24.832	53.125	
K K	31.704	3.786	3.786	4.561	
CA K	0.779	0.088	0.088	0.123	
TI K	2.151	0.255	0.255	0.425	
FE K	16.935	2.144	2.144	3.065	



伊利石单晶能谱图

鄱阳冰水沉积 (ZK<sub>503</sub>-E-18)

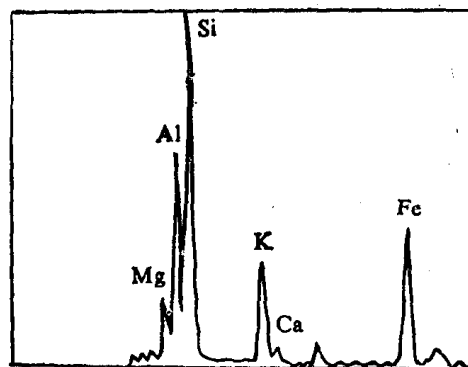
LIST-%:

LABEL=8941 MI

29-JUN-86 10:04:59

83.762 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%	OXIDE
MG K	16.225	3.940	3.940	6.533	
AL K	81.099	14.069	14.069	26.584	
SI K	155.119	21.605	21.605	46.221	
K K	46.453	5.282	5.282	6.362	
CA K	0.669	0.072	0.072	0.101	
TI K	9.073	1.023	1.023	1.706	
FE K	72.491	8.737	8.737	12.492	



伊利石单晶能谱图

庐山冰碛 (d-E-1)

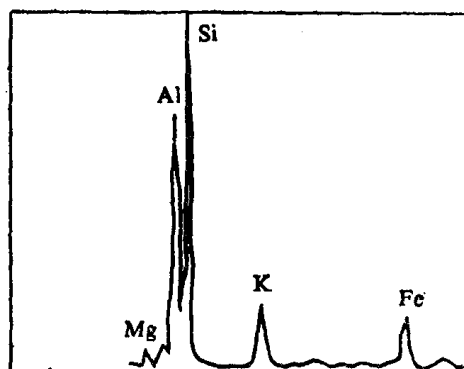
LIST-%:

LABEL=8942 MI

20-JUN-86 10:13:38

78.459 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%	OXIDE
MG K	3.518	0.937	0.937	1.554	
AL K	105.010	19.986	19.986	37.763	
SI K	157.178	24.017	24.017	61.386	
K K	27.874	3.477	3.477	4.188	
TI K	0.676	0.080	0.080	0.139	
FE K	26.319	3.880	3.880	4.976	



伊利石单晶能谱图

图 5-32(1) 庐山某些第四纪地层中粘土矿物伊利石单晶能谱分析结果及图示

大排冰碛物

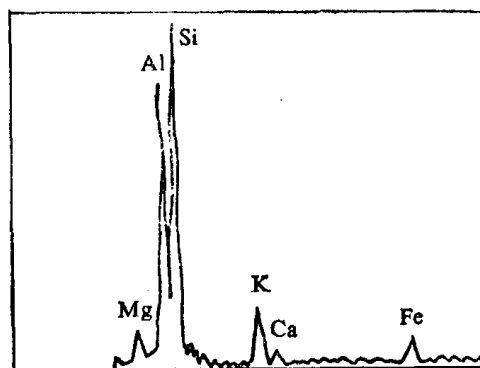
LIST-%:

LABEL=8907

18-JUN-86 08:33:42

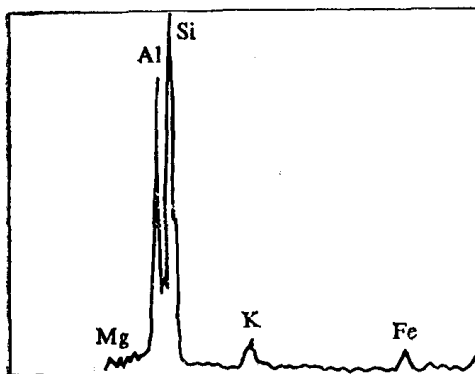
71.240 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%
		OXIDE		
AL K	106.303	22.036	41.637	
SI K	140.582	23.397	50.054	
K K	24.256	3.295	3.970	
CA K	6.513	0.839	1.175	
TI K	1.544	0.208	0.347	
FE K	13.686	1.971	2.818	



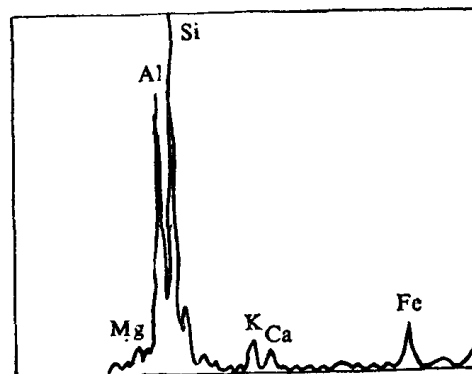
伊利石单晶能谱图

大排冰碛层风化壳



高岭石单晶能谱图

金顶山冰碛物



伊利石单晶能谱图

LIST-%:

LABEL=8923

20-JUN-86 14:20:57

53.815 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%
		OXIDE		
MG K	2.824	0.421	0.697	
AL K	213.936	22.758	43.001	
SI K	287.112	24.521	52.459	
K K	22.020	1.535	1.849	
TI K	1.226	0.085	0.141	
FE K	17.523	1.295	1.852	

LIST-%:

LABEL=8929 MK

20-JUN-86 14:38:33

44.074 LIVE SECONDS

ELEM	CPS	ELEM	WT%	WT%
		OXIDE		
MG K	10.210	1.028	1.704	
AL K	299.633	21.544	40.707	
SI K	406.091	23.442	50.151	
K K	32.740	1.543	1.858	
CA K	19.762	0.884	1.236	
TI K	1.316	0.061	0.103	
FE K	59.378	2.966	4.241	

图 5-32(2) 庐山某些第四纪地层中粘土矿物伊利石、高岭石能谱分析结果及图示

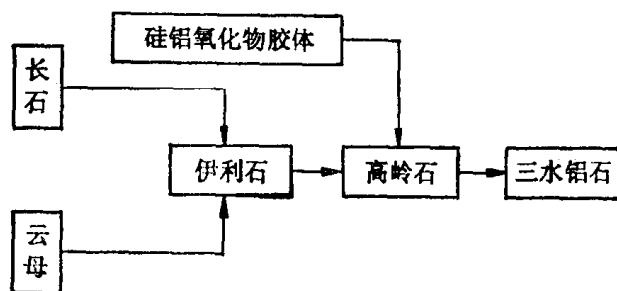


图 5-33 长石、云母类矿物风化演化系列图示

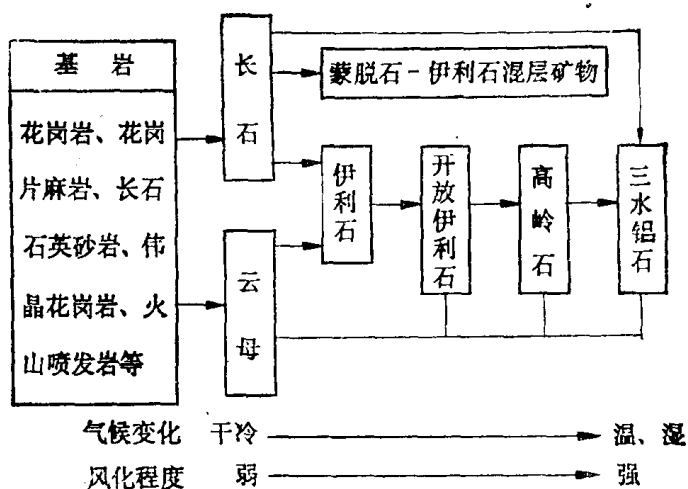


图 5-34 庐山第四纪沉积物的粘土矿物演化关系图示

## 第七节 石英砂表面结构特征

利用扫描电镜 (SEM) 研究石英颗粒表面特征, 对其判别沉积环境及其演变历史有很大的优越性和鉴定意义。石英颗粒表面结构分析是一种形态分析方法, 利用其形态特征去追索和探寻其成因机制。目前在研究各种地质作用时广泛的采用这一方法, 石英颗粒普遍存在于各种地质体中, 使它成为研究、对比各种地质作用的见证。在第四纪沉积物中, 石英颗粒不但普遍存在, 而且为我们研究它在不同环境条件下, 搬运方式、运移介质以及沉积作用和沉积后的表生作用等, 在一定程度上由它的表面特征反映出来。因此, 系统地研究石英颗粒的外貌及表面结构特征及其变化, 对探索其搬运介质条件、沉积环境, 进而推论其沉积物的成因、古气候的变化等方面提供了有意义的依据。目前我国许多学者采用此法对我国很多地区, 不同沉积类型的沉积物进行了很多研究和比较, 一致认为, 石英颗粒表面结构形态特征及其组合规律, 在鉴别和区分各种沉积物的成因方面和了解沉积的环境及其变化是很有意义的<sup>[40,69,70]</sup>。同时也证明, 在不同沉积环境下, 石英颗粒表面出现某些相同的特征, 其表面结构的组合及其丰度是有一定的差别。总之, 运用扫描电镜研究各种沉积环境下石英颗粒表面形态结构特征, 已成为研究沉积物成因类型、沉积相的一种较为有效的方法之一。必须强



调,在对石英表面形态特征进行环境解释时,必须依据它的特征组合,而决不能只强调某一孤立的特征作为标志,应结合沉积物的某些宏观特征及其微观标志进行论证,否则此项具有意义的研究手段和方法达不到满意的效果。

对庐山第四纪沉积物成因类型及其环境演化模式的认识仍存在着争论<sup>[71,72,73,74]</sup>。前面一些章节已就第四纪沉积物的特征提供了较为丰富的资料、数据。为了深入地了了解沉积物的沉积环境,运用电镜扫描对石英颗粒表面形态和结构进一步加以研究,从而,为印证第四纪沉积物的形成环境及其搬运方式提供某些证据。

### 1. 样品的制备和选择

对庐山第四纪沉积物,特别是广泛分布于山麓丘岗的砾石层(大姑冰期粘土砾石层),在确定成因方面,历来均是各派学者争论的中心之一。所以,我们重点选择该砾石层作为研究和讨论的重点。在此节中,着重就王家坡至白石嘴所堆积红色粘土砾石层(实为灰白色粘土砾石层)中的石英颗粒表面形态及结构特征的研究与其位于该层的风化壳中的石英颗粒表面结构,冲洪积层中的石英颗粒表面形态及结构特征进行比较研究。

将采集的样品通过0.2—0.5 mm的筛,取出2—3 g的石英砂粒,然后置于稀盐酸中煮沸,去掉石英砂粒表面的附着物,例如,碳酸钙、氧化铁及其他物质,再用蒸馏水冲洗,这样反复进行,直至附着物全部清洗干净,最后烘干,备用。将洗净、烘干的石英砂,置于双目镜下,任意挑选洁净的石英砂20粒,整齐排放于样品墩上,然后将样品表面喷涂金膜,最后将喷金后的石英砂置于电子显微镜下观察和进行结构特征的统计,计算出具有某种表面特征结构的颗粒的百分数,将所获得的各种表面结构所表现的丰度进行比较。丰度按照目前国内一些学者的意见划分为4个等级<sup>[69,70]</sup>,即丰富(>75%)、一般(25%—75%)、存在(2%—25%)、不存在(<2%),并列下表,进行综合比较不同成因沉积物类型其石英颗粒表面形态和结构特征的差别。经过比较发现(图5-35),尽管石英颗粒形态和表面结构类型是受各种外动力作用和条件的复杂性的影响,但其组合特征,在很大程度上,反映了其成因上的内在联系和规律。

### 2. 石英砂颗粒的表面结构特征

通过颗粒表面结构的研究,以达到对沉积物的成因分类,重建古环境的目的。因此,必须十分注意颗粒形态与其搬运介质条件之间的相互关系。不同的搬运介质和动力条件所形成的颗粒表面结构特征应有所差别,但是不同的介质搬运的条件和动力又往往形成相似的表面形态特征。这就为研究工作带来某些困难,并充分显示了自然界的复杂性和共同性。共性和差异性同存在于事物之中,研究其差异性就成为研究石英颗粒表面结构的主要方面。某些表面特征在不同环境下其颗粒表面特征完全相似,但它们出现“几率”或称为“丰度”是不尽相同的。因此研究石英颗粒表面特征在某一沉积环境下的“丰度”成为重要问题。据研究,最常见的特征是:贝壳状断口、平整解理面、解理面或晶面上的翻卷薄片、各种形状的凹坑、碟形坑、擦痕、SiO<sub>2</sub>的溶蚀及沉淀现象,矿物的重结晶,颗粒的形态等现象。为了便于研究和比较,把前人对各种成因的沉积物的石英颗粒表面特征(表5-29)与庐山地区的沉积物石英颗粒表面特征加以比较,以便提出其成因类型的可能性。就石英颗粒的形态特征、表面的机械物理特征及化学溶蚀和沉淀的表面特征作一分析。以白石嘴一下青山的灰白色粘土砾石层、王家坡地出口的现代冲洪积沉积物中的石英颗粒表面特征进行比较(表5-29),判别其成因及相应的沉积环境。



图 5-35 庐山白石嘴、王家坡槽谷石英颗粒表面结构类型统计  
 1. >75%丰富; 2. 25%—75%一般; 3. 2%—25%存在; 4. <2%缺失  
 (据潘建英, 1989 年)

### (1) 颗粒的形态特征

颗粒形态特征, 是指石英颗粒表面的磨损程度及形态。在外动力作用下, 石英颗粒从原地风化、搬运和停积的过程中, 随着搬运距离的长短, 岩石的不同种类的相互磨蚀, 磨圆程度有所差别。通常可将磨圆度分为 5 个级别: 即棱角状、次棱角状、次圆状、圆状和极圆状等 5 级。经镜下观察, 白石嘴一下青山剖面的灰白色粘土砾石层中, 其石英颗粒的外形多以棱角及次棱角状较多。但在下青山及下青山附近的浆粕厂剖面的中下部其石英颗粒磨圆较好。另外, 位于王家坡谷地的相当层位的石英颗粒磨圆也较好。据考察, 白石嘴及下青山的灰白色粘土砾石来自王家坡, 经长达 10 余公里的搬运停积。依据物质搬运介质条件和机械分异的搬运规律, 石英颗粒的磨圆度应随着搬运距离的增长也应相应增高。但是, 从电镜下观察发现, 在距山麓较远到达鄱阳湖边的白石嘴地区, 其石英颗粒的磨圆程度比山谷源头及谷地沉积物更差, 这种现象只能从搬运介质条件上寻找原因。依据第五章第二节砾石组构特征的分析及其他证据, 这种石英颗粒形态的分布, 只能从冰川作用找到答案。

### (2) 表面的机械物理特征

从图 5-32、表 5-29 比较来看, 白石嘴下青山、浆粕厂剖面的灰白色粘土砾石中的石英砂粒表面贝壳状断口、方形断口、平行解理面、翻卷薄片、擦痕、研磨凹坑均有较多出现 (图版 III<sub>2-3</sub>); 在王家坡谷地的冲积、洪积层中石英砂粒表面则有贝壳状断口, “V”形撞击坑明显可见 (图版 II<sub>1-2</sub>、III<sub>1</sub>)。从这些表面特征看, 在白石嘴一带堆积的灰白色粘土砾石层虽然经过后期的风化作用的叠加和改造仍保留有冰川环境下的表面结构特征。王家坡谷地冲洪

表 5-29

不同沉积环境的石英砂粒表面结构特征\*

沉积环境	石英砂的表面结构特征
风成环境	(1) 颗粒磨圆度较好, 表面无光泽, 呈浑圆状; (2) 颗粒表面有上翻解理薄片; (3) 有新月形撞击坑, 碟形撞击坑; (4) 表面有SiO <sub>2</sub> 沉淀和硅质鳞片及薄膜
残、坡积环境	(1) 颗粒新鲜, 常有贝壳状断口; (2) 外形多呈尖角状, 很少磨损; (3) 小颗粒有翻翘薄片; (4) 如经长期风化, 有SiO <sub>2</sub> 溶蚀与沉淀
冰川环境	(1) 颗粒表面起伏较大, 呈棱角状, 轻度磨圆; (2) 贝壳状断口发育, 尤其是较大颗粒; (3) 常有平整的解理面、平行解理薄片和上翻解理片; (4) 表面常有平行擦痕; (5) 有平行和弧状解理台阶; (6) 常有挤压的压坑、撞击坑; (7) 因挤压表面贴附有SiO <sub>2</sub> 沉淀
冰水环境	(1) 颗粒保持冰川环境的基本特征外, 其表面又叠加上水的磨蚀和溶解作用; (2) 颗粒磨圆度增高, 有水下磨光面; (3) 在表面常可见到有叠加的“V”形撞击坑出现; (4) 溶蚀作用强烈, 贝壳状断口, 平行解理常遭磨蚀
冲积环境	(1) 颗粒均有磨圆, 随搬运距离越远磨圆度越高; (2) 表面“V”形撞击坑发育; (3) 有“V”形撞击沟痕, 小贝壳状断口; (4) 表面见有撞击痕迹和化学沉淀和溶蚀痕迹
洪积环境	(1) 颗粒磨圆较差, 机械强烈撞击有不规则外形; (2) 有贝壳状断口、阶梯状锯齿状解理背线, 沿边界线有磨蚀; (3) 颗粒表面有撞击“V”形坑, 撞击小坑所组成的擦痕; (4) 表面有解理面剥落现象和SiO <sub>2</sub> 的沉淀物
泥石流环境	(1) 颗粒呈棱角状, 没有挤压的深坑; (2) 表面见有贝壳状断口, 并十分密集分布, 远比冰川石英颗粒发育; (3) 表面见擦痕线, 并有撞击坑、痕伴生; (4) 具有光滑的刮削面和并行弧状的刮痕
湖泊环境	(1) 颗粒表面常见有两环境特征的叠加现象; (2) 常见的现象是磨光面、磨光的棱角与贝壳断口同时存在; (3) 表面很少有撞击的坑和痕迹。

\* 参考陈丽华等, 1966 扫描电镜在地质上的应用, 科学出版社。

积层的石英砂粒表面结构特征, 则反映出冲、洪积的环境。

### (3) 化学作用的表面特征

化学溶蚀、沉淀和重结晶作用在石英颗粒表面有明显的反映。例如在白石嘴下青山及浆粕厂剖面的顶部, 灰白色粘土砾石层呈现一红色风化带, 通过石英砂的电镜扫描可见有明显的溶蚀现象。如溶蚀坑、溶蚀裂隙及硅质沉淀等 (图版 III<sub>1-3</sub>)。特别引人注意的是在石英砂粒表面的凹坑中发现有重结晶的完整石膏晶体 (图版 IV<sub>1</sub>)。这清楚的反映一个事实, 冰川环境沉积以后, 经过间冰期气候的湿热化作用, 化学溶蚀作用加强, 高能化学作用强烈的结果。

从上述的石英砂的电镜扫描结果来看, 庐山地区的沉积物有下列几种沉积环境: (1) 以白石嘴下青山、浆粕厂底部的灰白色粘土砾石层的石英砂表面结构组合特征, 具有贝壳状断口、擦痕、平行阶梯、解理面、挤压研磨的凹坑、翻卷解理面等属冰川环境; (2) 白石嘴浆粕厂剖面顶部的砂砾层的石英砂表面结构以贝壳状断口、“V”形撞击坑、研磨棱角为组合特征, 属冰水沉积环境; (3) 以王家坡谷地的冲、洪积扇的砾石层中的石英砂表面特征以“V”

形撞击坑，贝壳状断口、平行解理面的组合属冲-洪积沉积环境；(4)白石嘴下青山、浆粕厂灰白色粘土砾石层顶部的红色风化层其石英砂表面以化学溶蚀的溶蚀坑、溶蚀裂隙、硅质沉积和重结晶的石膏为组合特征，它表明在冰川环境堆积之后，又受到间冰期的湿热环境的改造，气温升高、蒸发作用加强使  $\text{SiO}_2$  更易重新沉淀，重结晶的石膏晶体在溶蚀坑中生长，属于一种高能化学环境的反映，说明冰期后出现过— 一个湿热风化环境。

## 第六章 第四纪冰川遗迹及冰期划分

第四纪冰川遗迹的研究,不可能像现代冰川的研究那样一目了然。第四纪已有大约 2—3 Ma 的历史,很多古冰川作用所遗留的侵蚀地貌、堆积地形以及沉积物的某些特征,均遭受多次后期外动力地质作用的改造,在重建和恢复古冰川作用的过程中,常给研究者带来某些困难。存在的争论,就是一例<sup>[1、2、3、4、8、9、10、27、30、45]</sup>。

虽然如此,冰川作用所遗留的某些地貌特征,沉积物中所残留的若干信息,以及其他冰川作用的遗痕,仍可通过宏观和微观的全面细心地考察研究加以确认。本章就宏观的考察和微观的研究相结合,阐述庐山第四纪冰川作用的若干现象和有关证据。

第四纪时期,气候出现多次冷暖交替。冰期和间冰期气候的变化,导致冰川的扩展和退缩以及冰川地质作用的增强或消失。冰期的划分和研究,有助于第四纪地层的划分和对比,第四纪沉积岩相的鉴定、冰川作用与地文期和新构造运动的关系,第四纪生物群的分布和兴衰以及与生产实践的关系等均有其重要的意义。

### 第一节 冰川作用的地貌残迹

庐山的冰蚀地貌很多学者均作过研究<sup>[24、75、76、77、78、80]</sup>,但是,某些学者对这些冰川地形持否定态度,认为,庐山上呈现的宽谷及凹地为壮年期河流谷地<sup>[76、81]</sup>。不可否认,侵蚀和堆积这两种地质作用有着内在的联系,没有侵蚀就没有堆积。显然,地貌形态往往与其构造运动、岩石性质与侵蚀动力有关,沉积物的特征与其侵蚀动力密切相关。地貌形态在不考虑相关沉积物的特征时,往往具有其多解性。然而,把侵蚀地形与其相关的堆积地貌和沉积物的相关特征相互联系起来加以研究,就可找到它们之间的内在联系。李四光教授正确指出:确实是冰川活动的产物,那么,至少必须提供三项必不可少的证据,和一项应有的,但不一定处处可以得到的证据,来加以验证。三项必要的验证资料包括:(1)大片冰层在山区停积和它向低处移动的遗迹;(2)冰碛,即冰川下面的沉积和它侧面及前面遗留的堆积物;(3)冰水沉积和其他冰缘沉积。这三项中的各项证据,把它们分开来单独地看,它们各自都具有不同确凿程度的验证意义。但更重要的是,把它们联系起来看,它们显示冰川在滋长、活动和消失的过程中所起的作用。至于应有的,但不是经常可以得到的证据,是寒冷气候中生存的动植物遗体或遗迹<sup>[5]</sup>。显然,第二项有关冰碛物和其他成因的沉积物特征已在第五章中进行了较为详细的论述。这里仅就第一项的有关证据叙述于后:

#### 1. 冰川谷(U形谷)

它是由冰川侵蚀所塑造的谷地形态。主要分布于庐山的东北、西北、西南及东南的某些谷地。谷地平直,谷底多在海拔 500 m 以上,谷地均受后期流水作用有不同程度的破坏和改造,但仍可见有残存谷肩保存。谷地及谷肩之上,仍可搜寻到冰碛、冰水沉积物的遗迹。在这些冰川U形谷中,其最具有代表性的U形谷地有:王家坡谷地、七里冲谷地、东谷、西谷等(表 6-1),现以王家坡谷地为例进行阐述。

表 6-1

庐山地区U谷一览表

特点 名称	位置	高程 (m)	地质特征	形态特征
东谷	牯岭西南	1 050—1 150	谷地为南沱组长石石英砂岩、凝灰岩夹砂砾岩所组成,有融冻岩屑组成	长约 2 000m,宽 250m为槽形谷地
西谷	牯岭西南	900—1 150	谷地由南沱组石英砂岩、长石石英砂岩组成	长 3 500m,宽 250m呈槽形宽谷
七里冲	五老峰北西 1.5km 青年寺	1 000—1 300	谷地由南沱组石英砂岩、长石石英砂岩片麻状含砾石英岩组成	长 2 500m,宽 200—300m呈长形宽谷
石门涧	小天池以西	300—800	谷地由南沱组长石石英砂岩、石英砂岩、片麻岩含砾石英岩组成	长 3 000余米,宽 200余米呈槽状谷地
剪刀峡	牯岭北西 1 km	300—1 000	谷地由长石石英砂岩、石英砂岩片麻状含砾石英岩所组成	长约 2 500m,宽 250m呈弯曲状槽谷
黄龙庵	牧马场南西 2 km	250—750	由南沱组片麻状含砾石英岩、石英砂岩所组成	长约 2 000m,宽 200m,呈弯曲状槽谷
莲花洞	小天池北东 2km	250—600	南沱组长石石英砂岩、石英砂岩所组成,谷内有粘土砾石层堆积	长 1 700m,宽 200m,呈长形槽状
白鹤涧	含鄱口东南方	380—1 050	由南沱组长石石英砂岩、石英岩、片麻状含砾石英岩所组成,有粘土砾石层	长 2 200m,宽 200余米,呈曲状槽谷
龙门冲	赵家山以北约 1km	300—600	由南沱组石英砂岩、片麻状含砾石英砂岩及石英岩所组成,前有粘土砾石层堆积	长约 2 000m,宽 200m,呈长槽形
恩德岭	王家坡U谷东南	250—750	由南沱石英砂岩、长石石英砂岩所组成,其间有大的厚砾	长约 2 000m,宽 250m,呈槽形
红石崖	观音桥北西约 3km	250—1 000	由南沱组石英砂岩所组成。有少量堆积物	长约 2 000m,宽约 200m,呈长槽状
笕箕洼	汉阳峰北 1 km	500—1 100	由南沱组石英砂岩石英岩、片麻状含砾砂岩、变质泥质岩、片麻岩等组成	长约 2 500m,宽 200m,呈长槽形

王家坡U形谷(图版 IV<sub>2</sub>),为庐山U形谷中规模较大,形态特征保存较为典型的谷地之一。它位于庐山东北部,位于小天池东北 3 km 处,从小天池以下至山里之间,宽阔的谷地均为此谷的范围。近山麓附近谷地变宽,两侧谷壁变陡,谷底被现代水流深切为“V”形谷地。U谷北面为日照峰、大寨山,南面为大月山,谷地由震旦系南沱组石英砂岩、长石石英砂岩所组成。谷地源头高程约 800 m,其后缘为莲谷悬谷相接,其海拔近千余米;谷地前缘海拔高程约 200 m,谷地长达 4 km,谷地宽约 700 m。谷地上半段谷底平坦向下游倾斜,谷中见有棕红色粘土砾石层堆积,在此层之上为淡黄色粉砂质黄土状堆积物。粘土砾石层中的砾石多为长石石英砂岩、石英岩所组成,砾石无定向排列,分选甚差,为冰碛层。谷底呈阶梯状下降,谷地上段相对较窄,下段相对加宽。谷地的展布方向与五老峰砂岩所组成的向斜构造的轴部基本一致,因此,有人将此谷之成因认定为“构造成因之U谷”。如系构造成因形成此谷,谷底流水应沿谷地中心下切形成“V”形谷地,然而现今水道则偏离谷地中央,而绕道该谷西北侧谷壁下切,被下切部分并非软弱岩层。从谷地形态与流水下切的情况看,当冰期时,冰川滋长,冰体占据整个谷地,冰川与两侧谷壁接触部,由于两侧冰体消融较快,形成两侧

的排水道，西北面排水道受太阳辐射较强，融水较快，流水下切作用较强，东南水道之融水也汇集于西北侧水道，更加强西北侧水道的下切强度，在冰川逐渐消退过程中，水量逐步也随之加强，水流就循其西北故道，加深侵蚀，便形成现今谷地水道在谷地西北侧的发育。

大校场U谷，位于庐山芦林湖的北东500 m处，U形谷的谷口直对芦林湖盆地（图版 $I V_3$ ），谷地平坦，开阔，谷地源头位于海拔1350 m，谷口海拔标高为1200 m，长约3 km，宽约170 m。谷地发现有第四纪沉积物堆积，其堆积物从老到新有几个层位。①由棕红色、棕黄色砂、粘土夹砾石所组成，砾石大小混杂，无定向排列，砾石多呈棱角状，砾石呈熨斗状、炮弹状，并发现条痕砾等，此层为冰碛层；②为褐黄色亚砂土夹碎石层；③为近代堆积的亚砂土层。此谷发育在女儿城背斜东南的一翼之上。谷壁两侧均为南沱组石英砂岩、长石石英砂岩所组成。除上述特征之外，1982年中国地质大学陈华慧教授、赵良政副教授在该剖面的下部曾发现由冰川作用的挤压和碾磨而形成的岩粉；另外，1986年国际第四纪联合会秘书长、苏黎士理工学院教授、施鲁克博士，也曾发现与该剖面相似的炮弹状和熨斗状的砾石，以及有条痕的砾石，他认为，从此种形态的砾石及沉积物的堆积宏观特征看，与欧洲的阿尔卑斯地区的冰川沉积的特征是完全一致的。大校场谷地中的棕红黄色粘土夹砾石层，为冰川作用所堆积的产物，应为冰碛物（图版 $V_1$ ）。大校场的谷地之中的堆积物为冰碛物，它的谷地形态为U形，显然，堆积物的特征与谷地形态，都说明它是冰川作用的结果，是它内在规律的反应，而不是巧合。

## 2. 悬谷

庐山山顶的悬谷地形虽受后期外营力作用的破坏或改造，但是仍有些悬谷保存了清晰的形迹，在冰川宽谷两侧或谷源部位均可见到。其中保存最为完整和典型的是，汉口峡悬谷、莲谷悬谷、芦林及植物园附近的悬谷等。现以莲谷悬谷的特征作一简要描述。

莲谷悬谷（图版 $V_2$ ）它位于日照峰南东王家坡U谷之上。谷地由震旦系南沱组长石石英砂岩、含砾砂岩等所组成。该谷向北东方向倾斜，与王家坡谷地（U谷）成为一陡坎地形，悬挂于王家坡U谷之上。谷中虽有现代水流，但谷地的U形形态，并没有被流水所破坏。

芦林悬谷 位于芦林盆地出口处，于中谷谷地之上，与中谷U形谷交汇处形成悬崖，为一悬谷。

汉口峡悬谷 位于汉口峡之西南，谷地上端通达大校场，谷口下方则为形势陡峻、高悬于中谷谷地一侧。谷口虽经后期流水的切割和破坏，但谷地之全貌仍可恢复为U形的谷态。峡口之上，地势平坦，一出峡口则变成陡崖。如为流水切割而成，那么流水应顺其山势注入芦林盆地，但它却高悬于中谷之上，此处既无岩层下滑，也无构造作用的踪迹可寻，只能用冰川作用所塑造之悬谷解释之。

## 3. 冰川溢口

位于屋脊岭、大校场、西谷的西侧仙人洞以北，均可见有冰川溢出的溢口地形。大校场U形冰川谷的西侧，其谷壁之上有两处平缓的开口，口向东倾斜，开口处由女儿城石英岩、石英砂岩组成，岩石坚硬。若说两部开口为流水侵蚀而成，显然是不合理的，水不应流向高处，水流早应直接注入芦林盆地。然而，此两开口则向西北注入东谷，口形开阔和平坦，呈U形形态，不可能为流水作用所形成。应当是，当大校场谷地屯满冰雪，累积过剩，冰体从谷壁稍低的地方，开始向谷外溢出、冰体侵蚀而形成的溢口地形。

另一处溢口，则见于西谷冰川谷地之西北侧，位于仙人洞东北不远处，溢口间北西开口。

位于石门涧U形谷地之源头，也有同样的一个溢口地形。

#### 4. 冰斗

它为冰川源头屯积冰雪的小形凹地。冰斗大多呈圈椅状，一面开口。冰斗后壁较为陡峻，底面较为平坦，斗内常保存有寒冻风化侵蚀的堆积物，较为典型的冰斗的开口处，常可见有一道门槛，称之为冰坎。这种地貌形态在庐山地区的冰川U谷的源头部分常可见到，虽然，经后期的侵蚀和破坏仍然可清楚地寻到它们的遗迹。如：大坳冰斗、黄龙冰斗、鼓子寨冰斗、五乳寺冰斗等，其余多处冰斗均能分辨出它们所残留的外貌形态。通过调查，庐山地区大约有冰斗10余处。下面列举几个冰斗简要地叙述于后：

大坳冰斗(见图版VI<sub>1</sub>) 位于小天池南东2 km，大月山东北角之大坳处。它在王家坡冰川U形谷的南侧壁上，发育于女儿城背斜北东部，由震旦系中部南沱组片麻状含砾石英岩夹石英片岩所组成，其地层产状为倾向北西50°，倾角10°；冰斗长300 m，宽250 m，深约100 m；斗底高程1200 m；斗底较为平坦，微微向北倾斜。冰斗口向西北，四周皆为峰壁围绕，冰斗窄口下成悬崖，从冰斗后壁向斗口倾斜。斗底堆积有经寒冻风化的大小石块，其间有灰黑色淤泥堆积。冰斗出口处可见冰槛残存于冰斗口左侧(图版VI<sub>2</sub>)，高出冰斗底面20—30 m，其斗口的右侧为一缺口，为后期侵蚀破坏，现仍有斗内的存水流出，直落于王家坡谷地。

黄龙冰斗 位于黄龙寺附近，在仰天坪北东，海拔高程约1250 m，冰斗由震旦系南沱组片麻状含砾石英岩所组成，冰斗长300 m，宽约250 m，冰斗口向北东约20°，斗深约100 m，呈安乐椅状。

鼓子寨冰斗 位于汉阳峰南约3 km处，海拔约500 m左右，它由前震旦系双桥山群泥砂质岩石、火山凝灰岩、玄武岩、泥灰岩、石英岩及流纹岩以及变质的混合岩所组成。冰斗长约300 m，宽200 m，冰斗口向南东方向，斗深约有70 m。

对于庐山诸多冰斗地形，提出了不同的看法，其主要论点是：① 依据典型冰斗应该具有的“平坦指数”不相符合，因而不能视为冰斗。依据经验公式 $F = \frac{a}{2c}$ ， $F$ （平坦指数）值在1.7—5的范围内才可能视为冰斗。而庐山的大坳冰斗其平坦指数达8.4<sup>[79]</sup>，因此，该冰斗只能划在雪蚀洼地的范围之内。某地所得之指数，挪在另一地使用，是否正确，想必值得推敲。就我国西部若干现代山谷、山麓冰川之冰斗尚无任何人统计，有多少冰斗之平坦指数符合“典型冰斗”之列，如果其现代冰川之源头的“冰斗”是否也可列为“雪蚀洼地”？所以，仅就“指数”大小是难以衡量是否是冰斗的。“指数”只能供人们考虑问题的参考，而并非作为冰川厘定的依据。据目前粗略统计和计算，我国西部现代冰川的冰斗很多均达不到“指数”指出的范围，但人们仍称它为冰斗，这显然是事实。② 庐山的大坳冰斗是由于地层张性节理发育，后经寒冻风化作用而形成的斗状地形。显然，这也是不能成立的。据调查，组成冰斗的基岩，其节理并不发育，难以验证。即使有节理发育的地方，并未发现有这种斗状地形产生。芦林盆地及其周围地区，曾发现基岩岩层有较为发育的节理，则未见有此种斗状地形出现。很明显，大坳冰斗正是发育在王家坡冰川谷源头的谷壁的一侧，恰巧说明冰斗与冰川谷相互配置的关系，冰斗的形成与冰川发育和活动相关。③ 将大坳冰斗地形解释为集水漏斗。形成集水漏斗的形态，是与岩性、基岩的构造均有关系，然而在大坳冰斗几经调查已经确认与岩性和构造没有直接的关联。另外，在大坳冰斗的出口处有一横亘于斗口的门槛地形，用集水漏



斗是不能解释的。

庐山的冰川U形谷，有人否认它为冰流作用的结果，而指出，它是古河流发育和作用的结果。归结起来有以下几点看法<sup>[79]</sup>：① 这些谷地与构造相关，为向斜谷地；② 它们为壮年期河谷的遗迹；③ 这些谷中均未发现有冰川作用的遗迹。关于这几方面的论点，前面一些章节虽已有说明，在此节中进一步分析和阐述仍有必要。

首先谈谈关于U形谷为向斜谷问题。大家都知道，地貌形态的形成与发展，它不仅受构造运动的影响，同时也受外力作用的雕塑与改造，另外，它还与其自身组成的岩石性质有着密切的关系。构造运动引起的断裂和褶皱与地形的形态有关，断裂可使地形产生沉降和抬升，褶皱也可使地形隆起和凹陷，外力作用也可使起伏的地形夷平等等。由褶曲产生的背斜和向斜构造，在地形上有不同的表现，背斜在地形上可表现为正地形，也可以表现为负地形，向斜构造也不例外。庐山的某些冰川谷地，正好发育于向斜构造上，这一谷地的成因就一定把它归结与构造作用有关的唯一原因是不切确的。不可否认，谷地的形态与构造因素有关，外动力的作用也不是毫无关联，谷中沉积的冰川沉积物可以证明，该谷地曾有冰川作用的塑造，谷地本身与其相关地形的形态，如冰斗、角峰、刃脊等地貌形态的配套，也确证了冰川作用是主导方面。因此，单就谷地的形态与构造相联系是不全面的。第二，这些谷地（冰川谷）归结为壮年期古河床。庐山的宽谷（即U形谷），是否是壮年期古河床？要解决这一问题只有寻找壮年期古河床的直接证据，这才是唯一可靠的方法。据调查，庐山这些宽谷中既没有找到典型壮年期河谷的堆积物，也没有发现河流阶地的踪影。如若这一论点成立的话，河流阶地、河流沉积物为何全无保存？河流来自何方？又流向何处？对这诸多问题，应有明确的回答。第三，关于在U形谷中未发现冰流遗迹问题。从调查的结果证实，从谷地的形态特征，以及谷地之间的配置关系外，谷中发现多处冰川沉积物，这些谷地中的沉积物从山谷源头直到山麓的堆积物的分布和特征是完全一致的，从侵蚀与堆积的相关地貌特征，沉积的宏观及微观组构特征的相关关系看，庐山的宽谷（即U形谷）只能用冰川作用解释，才是正确和合理的。

### 5. 冰窖及盘谷

位于冰川源头及其冰川前沿部分，由于冰雪和冰川的刨蚀作用所形成的盆状、椭圆状的洼地地形，它是屯集冰雪的场所。庐山的这种地貌特征，在山上和山下均有发现，如山上的芦林盆地、黄龙寺、三逸乡等地；山下有观音桥的黄照岭、莲花洞等地。山上的冰窖和山下的盘谷举几例描述如下。

芦林冰窖(图版 VII<sub>1</sub>) 它位于玉屏峰以东，犁头尖以北，大校场U形谷地下方。在女儿城倾伏背斜的南端。发育于震旦系南沱组石英砂岩、长石石英砂岩之上。形成北东-南西向的椭圆形洼地，即芦林湖盆地。芦林湖底部海拔高程1000m左右，北东-南西长约1300m，北西-南东最宽处约750m，冰窖底部为微向北西方向倾斜。在其底部见有冰碛物沉积。

莲花洞盘谷 它位于庐山西北莲花洞U形谷谷地的出口处，北面及东北面为城墙山，西为花山，两山环绕形成一盘状形洼地。洼地基岩由寒武系王音铺组的炭质板岩所组成。盘谷直径约为1000m，底部标高约为200m，在其洼地北端有一狭窄出口，宽仅有百余米。盘谷底部堆积有大量冰川沉积物和冰川漂砾，在南面的花山顶上(海拔高程约320m)，见有冰川沉积物及巨大的漂砾(最大长轴达3m)。由此可见，当冰流活动时期，冰层填满莲花洞洼地，满过花山向西南方向流注山麓丘岗原野。

## 6. 冰笕

位于冰川槽谷两侧或谷地源头, 见有不长、不深的平坦谷地, 该谷地未受后期流水的冲刷和侵蚀切割, 其笕口汇于冰川槽谷或冰蚀洼地, 这种地貌形态称为冰笕。此种地貌形态可在芦林盆地以西的牧马厂一带可以见到。另外, 在王家坡谷地的南侧也可见到此种地貌形态, 例如, 大寨脑冰笕最为清楚和典型。大寨脑冰笕位于王家坡谷地南侧, 海拔高程约 1000 m, 它系震旦系南沱组地层的长石石英砂岩所组成。冰笕底部宽而平, 底部可见有少量粘土砾石堆积。

## 7. 冰坎

此种地形多出现于冰川 U 形谷中或冰斗出口处。它多由基岩及其上覆的冰积物组成一横亘于谷中或冰斗口的门槛。庐山的大坳冰斗出口处就有保存较好的冰坎地形及出水口。另外, 位于石门涧 U 形谷中也有保存下来的冰坎地形的残迹(图版 VII<sub>2</sub>)。

## 8. 冰坡

在区内以金竹坪、牧马场等地保存较好。金竹坪冰坡, 位于黄龙冰斗北坡, 海拔高程约 1000—1300 m, 宽 500 m 以上, 长约 1000 m, 其坡角为 20—25°, 其基岩为震旦系南沱组片麻状含砾石英岩, 在其坡面上见有粘土砾石层停积, 坡的前缘有几个孤立的基岩小包横亘。牧马场、马德岭等地都可见到冰坡发育。

## 9. 刃脊

由于冰川的侵蚀, 位于两条山谷冰川 U 谷之间的刀刃状山脊, 平直或弯曲的山岭, 称这种地貌为刃脊(也可称为鱼脊或鳍脊)。庐山这样的地貌形态, 很多地点都可见到, 如, 汉阳峰—红石崖; 含鄱口—五老峰; 太乙峰—大月山; 屋脊岭—小天池; 东西谷之间, 女儿城等地。含鄱口、大乙峰之刃脊, 海拔高程约 1100 m, 它由震旦系南沱组长石石英砂岩夹砾岩所组成, 长约 1250 m, 刃脊两坡陡峻, 形态似鱼脊。

除上述冰川侵蚀地形之外, 庐山仍保留冰川堆积的地貌遗迹, 这些由冰川作用所堆积的地貌形态, 称之为冰碛地貌。其主要类型有如下几种:

### 1. 终碛垄状地形

此种地貌形态在山麓有广泛分布, 例如山麓东侧的高垄至白石嘴、上青山一带; 山麓西侧的莲花洞至八里湖一带等。其中这种垄状堆积地形最为典型, 保存最为完整要算高垄至白石嘴、上青山和鄱阳湖畔。在这广阔的山前平原, 由冰川堆积物组成低丘垄岗状, 起伏的波状地形, 垄岗状地形高差不大。高差较大者为 20 m 左右, 高差较小的仅十余米至几米。这些垄岗状地形, 多呈现向北东方向突出的弯曲状。最为明显呈相互平行排列的有 4 条垄带。这些垄岗均为灰白色、棕红色带网纹的粘土夹砾石所组成, 该套沉积物不整合覆于基岩之上, 其上被黄褐色粘质带铁锰斑纹的砂土层所覆盖, 它们之间也呈不整合的接触关系。在每条垄岗之间, 可见有冲积相砂砾石层、砂层铺填。据对该沉积物的宏观和微观特征的研究(见第三章第二节), 此套沉积物为冰川前缘的停积物, 即终碛。

### 2. 侧碛地形

位于冰川槽谷、冰川两侧, 由于冰川运动所携带的物质, 当冰川消融后遗留于冰川两侧堆积下来所组成的岗状堆积形态。此种地貌在庐山地区见到不多, 但在王家坡谷地的出口处, 位于高垄附近, 在南、北两侧各有一条高十余米的带状冰川堆积物所组成的岗岭。其堆积物为棕红色粘土夹砾石组成。

### 3. 冰水阶地

位于终碛垅的前面,广泛分布由砂砾石层、砂、亚砂土、亚粘土所组成的冲积平台。这种冲积相的沉积物与冰碛物往往呈相互过渡关系,为冰水沉积相的沉积物。由这些冰水沉积所构成平台广泛分布于山麓的东、东南及西北部,其中最为典型的要数山麓东南的星子县至叶家垄一带和西北的十里铺至八里湖一带。此冰水阶地面其海拔高程约在60—80m之间,台面微向鄱阳湖及八里湖倾斜。阶地面长1—3km,宽约500—1000m。此套冰水沉积物之上,往往被网纹红土所覆盖。

## 第二节 冰碛物之残迹

庐山地区第四纪沉积物,主要分布于山体的东部、西部及北西部的山麓地带。其他部分也有不同程度的出露,这些沉积物的沉积类型多种多样(详细见第三章),有冰碛、冰水沉积、冲积、湖沼相沉积及残坡积等。此节仅就第四纪各个时期的冰川作用所停积的沉积物之特征叙述于下。

### 1. 大排岭的冰碛物

此期冰碛物为庐山地区第四纪最早的沉积物,它分布于大排岭一带,海拔高程约200—300m之间。该冰碛物不整合于花岗片麻岩之上,出露厚度约10余米。此期堆积物为棕红色砂质粘土及砾石混杂的堆积,砾石块体较大,最大的岩块其长轴超过8m,砾石多呈棱角状及次棱角状,砾石或块体均受后期强烈的风化,其风化圈层厚常有2—3mm,砾石主要成分有,片麻状石英含砾砂岩、长石石英砂岩、石英岩、凝灰岩、石英片岩等。砾石表面可见磨光面及擦痕。该砾石层堆积无分选,杂乱无章,砾石及岩块无定向排列。从沉积结构上可分为二层,上层砾石变细,有粗层理构造,厚约2m,与下层无明显的分界面;下层厚约8m多,无层状构造。

### 2. 鄱阳期冰碛及冰水沉积

此期冰碛物在地表出露于山麓东西两侧的一些较高部位,例如山体东侧的金锭山、长头岭等地;西侧出露于花山等地。此套沉积多以棕红色巨大砾石及粘土所组成,砾石层无分选、无定向排列,杂乱无章,砾石一般长多在1m左右,砾石均遭后期强烈风化,其风化圈一般在2—3mm,砾石主要由长石石英岩、石英砂岩及石英岩所组成,厚约10m。与此层相当层位的冰水沉积物,在九江市锁江楼 ZK<sub>21-4</sub> 及星子县 ZK<sub>503</sub> 钻孔中都有发现。

### 3. 大姑冰期冰碛及冰水沉积

此期冰碛物及冰水沉积物分布较为广泛,保存较多,主要分布于庐山东侧的星子县的叶家垄、高垄至白石嘴一带;庐山西侧分布于张家山(羊角岭)、新桥、东林寺及十里铺一带;庐山山上在王家坡谷地、七里冲、东谷及西谷等地均有断续的分布。冰碛物的主要特征:为灰白色、浅灰黄色带有网纹结构的粘土砾石层(图版 VII<sub>3</sub>),其顶部约有1—2m的棕红色风化壳。在没有被开挖的剖面上,其表面均为深棕红色带网纹结构的粘土砾石,前人称之为“红色泥砾”。从新鲜剖面上,此期粘土砾石层并非红色,而是灰白色,其红色为表面的风化壳层,是后期经过湿热风化作用的结果。此套灰白色粘土砾石层,其沉积特征是,砾石无定向排列、大小砾石混杂无分选、杂乱无章的堆积。该期沉积物最为典型的是,庐山西侧的张家山(羊角岭)及庐山东侧的白石嘴等地。现以白石嘴地区为例,就它的主要特征叙述于

下。

该剖面其厚度约 8 m。上部 1—2 m 为棕红色带灰白色不规则的条带所组成的粘土砾石层，下部为灰白色带浅色网纹的粘土砾石层，在棕红色与灰白色的两段之前没有明显的间断面，色调为逐渐过渡关系。这上下不同色调的网纹条带的粘土砾石层实际为一套地层，只是受后期湿热化作用程度有所不同，上者受后期湿热化作用较强，而下部受湿热风化作用较弱而已。组成这套粘土砾石层中的砾石，无定向性和分选性，大小砾石混杂，砾石均有一定磨圆。砾石成分主要以石英砂岩、长石石英砂岩、石英岩为主，其次有硅质岩，片麻状花岗岩、石英等。砾石表面常可见有磨光面，在其磨光面上常可见到有细而平行的条痕(图版 VIII<sub>1</sub>)。砾石一般直径约 30—50 cm，长径超过 1 m 者，屡见不鲜，最大的砾石长径可达 2—3 m 以上。据石英颗粒表面形态特征的电镜扫描研究，在下部石英颗粒具有多种冰川作用的特征(见第五章)，上部棕红色粘土砾石中，石英颗粒表面不仅具有冰川作用，而且有后期湿热风化作用所形成的溶蚀坑，以及因湿热化作用形成的矿物，例如石膏等(见第五章)。粘土矿物分析证明，在该层下部以伊利石为主，而上部则以高岭石矿物为主。另外，在位于此冰碛层相接触的基岩部，基岩曾受冰川活动所产生的表皮构造，以及覆于冰碛之下的基岩表面，有较大的磨光面，在基岩磨光面上有相互平行，细而长的擦痕(图版 IX<sub>1</sub>)。

此期的冰水沉积，在庐山地区有比较广泛的分布，它均分布于冰碛层的前缘地带。在白石嘴、叶家垄、张家山至七里湖、八里湖一带均有分布，多数地点在地表不易见到，在很多钻孔中可以看到。在地表出露最好的冰水沉积要算白石嘴和浆粕厂一带。在大姑冰期冰碛物的前缘的接触地带以浅黄色、砂砾石层、粗砂层、细砂层及粘土互层所组成的沉积物与冰碛层呈犬牙交错的逐渐过渡关系。砾石层、砂砾层、砂层和粘土层的层理非常清晰，砾石分选均一，砾径均较小，一般仅为 1—5 cm，砾石多以石英砂岩、长石石英砂岩、石英岩等所组成。其中交错层理非常发育。流水作用的沉积结构非常明显，显然，是当冰川停顿以后，冰体逐渐消融，在冰碛的前缘，冰水作用所冲刷堆积而成。

#### 4. 庐山冰期冰碛物

此期冰碛物主要分布于庐山的大校场、东谷、西谷、芦林、植物园等地。冰碛物呈棕黄色，带有浅棕黄色网纹的粘土砾石层。砾石层无层理，砾石大小混杂，无定向排列和分选。结构较松散。砾石一般其砾径为 3.5—20 cm，最大者可达 2 m 以上，砾石稍有磨圆，多呈次圆，次棱角状，其外形有炮弹状、鬃斗状。砾石多以长石石英砂岩、石英砂岩、石英岩和板岩、千枚岩等。其厚度约 4 m。它直接覆盖于基岩震旦系南沱组地层之上(图版 VIII<sub>2</sub>)。

### 第三节 冰川活动之确据

冰川活动的证据，除在第五章的有关章节中，关于冰川沉积和冰水沉积物的特征，以及本章第二节有关冰蚀地形，堆积地形、冰碛和冰水沉积残迹特征之外，在此节就冰川活动的动力作用之确据列举于下。

#### 1. 冰溜面

位于冰川运行故道的基岩表面，被冰川流动所侵蚀的磨光面。在庐山东侧的鄱阳湖畔的白石嘴附近有所发现，早在 30 年代李四光教授曾在此地发现十分典型的冰溜面遗迹<sup>[3]</sup>(现因建设港口开挖，此冰溜面已被破坏)。1983 年，因当地浆粕厂建设，距李四光教授发现冰

溜面的地点不远的地方，由于开挖土方，在大姑冰期冰碛物与下覆基岩的接触平面，发现了大约  $4\text{ m}^2$  的磨蚀极光的基岩面，该基岩由石炭纪黄龙灰岩组成，在其磨光面表面上有细长而密布的条痕，它们相互平行，呈北东-南西方向伸展，这个方向与冰川流动方向完全一致(图版 IX<sub>1</sub>)。这些冰溜面上的条痕之所以能完整的保留下来，正是由于受到上覆的白色粘土砾石(大姑期冰碛层)的保护。此种基岩磨光面的形成，以及保存于鄱阳湖畔这一事实，表明了大姑冰期时冰川作用的规模和范围。把这种现象以冲积、洪积或者泥石流的产物给予解释，看来是难以成立的。因为这些外动力的运行机制，不可能导致磨光面及它上面条痕的形成和产生。冰川的缓慢流动和长期挤压推挤，对基岩产生磨蚀及滑动，冰川所携带的岩块对基岩的刻画产生了条痕，因此，只有用冰川活动的动力机制来解释才能较为完满地说明冰溜面所形成的原因。

## 2. 基岩表皮构造

基岩表面及表层部分，受非动力构造作用所形成断裂、褶曲等构造形变，是研究冰川活动的重要证据之一。此种冰川活动的证据，在庐山地区已被发现有三处之多。其一，位于庐山东侧的下青山附近，基岩为志留系紫红色杂色砂页岩，在它与大姑冰期冰碛物接触处，基岩表层部分有若干小型冲断层、褶曲和柔皱，地层受了极大的扰动和形变。在与冰碛物接触带以下  $5\text{ m}$  处，基岩产状恢复正常。值得注意的是，冰碛物的运移方向大致为北东，而这些基岩的冲断面和褶皱的轴面倾斜方向为南西，这正说明基岩形变的力来自冰川的运动。其二，位于庐山东南的海会镇大排岭以南瓷土矿采区剖面(图 6-1)，据赵良政的研究认为：瓷土矿的冰川作用构造类型多样，可按形态与成因分为三类：① 巨砾犁入基岩(图 6-1 A)；② 拖曳牵引构造(图 6-1 C)；③ 基岩剪切包裹体(图 6-1 K)。从瓷土矿剖面所存在的冰川作用构造，是一个完整的构造组合。只有用冰川作用的机理才能给予合理的解释，至于泥石流、塑性压入说、冰缘搅动说等，均只能顾此失彼，陷入自相矛盾的困境<sup>[58]</sup>。其三，位于庐山西侧的

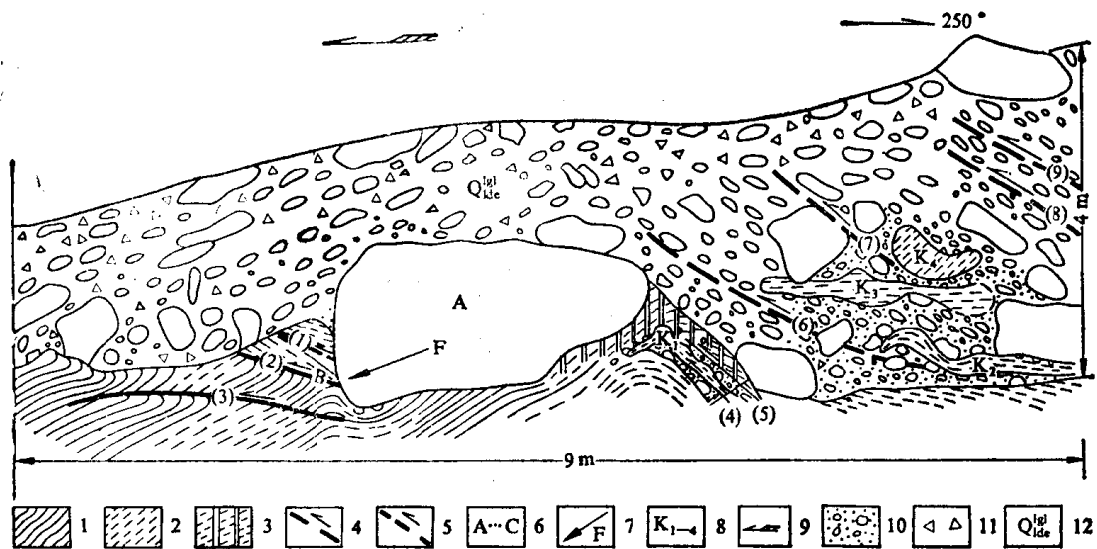


图 6-1 庐山海会镇大排岭南坡瓷土矿采区冰川作用构造剖面(据赵良政)

1. 片麻岩片理(明显); 2. 片麻岩片理(不明显); 3. 已红土化之片麻岩; 4. 剪切面及编号; 5. 推测剪切面及编号[(1)一(9)号]; 6. 冰川作用构造位置及编号; 7. 巨砾运行方向; 8. 基岩剪切包裹体及编号; 9. 推测冰流方向; 10. 砂砾; 11. 角砾; 12. 早更新世早期金锭山冰碛层

羊角岭(张家山)地区,在冰碛层之下,志留系紫红色杂色砂页岩出现的褶曲和柔皱现象,据景才瑞教授研究认为“它的产生是由于冰川运动过程中的挤压与推挤作用所形成的表皮构造”<sup>[45]</sup>(图版 IX<sub>2</sub>)。对于这一现象,有人认为<sup>[22]</sup>:它不是冰川作用的结果,而是所谓“粘性泥石流的牵引和拖曳作用所形成。”据研究,羊角岭剖面的底部为紫红色砂页岩,上部被冰碛层所覆盖,它们之间为直接接触的关系。紫红色砂页岩只是在与冰碛层的接触带附近出现褶皱形变。极其明显的是,这些褶皱轴面的倾斜方向与上覆冰碛层的流动方向密切相关,即冰碛层堆积时冰流向北西方向流动,而这些基岩变形的褶皱轴面向南东方向倾斜,它们之间的相关性看来绝非巧合所致。另外,据对上覆冰碛层的若干特征的研究证明,这套粘土砾石层从沉积结构及很多巨大条痕漂砾群的发现,以及矿物组合等方面资料分析,它实属冰川沉积物。因此,羊角岭基岩褶皱和柔性形变,从岩层的形变机理分析,此种柔性岩石的形变只能是经过长期的和持续不断的受推挤力的作用,才有可能使岩石永久变形。到底这种力是什么外动力所能提供的呢?依据当地的条件,只有3种外动力能提供引起基岩表皮的非构造变形的力,一是洪冲积水流;二是泥石流的运移;三是冰川运动。不待言,泥石流、洪水及河流所提供的力,均为突发性的冲击力,此种作用力不具有长期持续和推挤的特点,因此,基岩的表皮构造的形变,不可能由泥石流和冲洪流所形成。然而,冰川的运动就可提供这种缓慢、长期的挤压和推挤力,使其岩层变形。这是因为,冰川的运动极为缓慢,运移的时间较长,具有很强的推挤和铲刮作用,从冰川的发育、滋长到消亡,要经历相当长的时间,在这样的力学条件下,其基岩的这种变形,以及褶皱轴面的倾斜方向与冰川的流动方向有着密切的因果关系,明显地反映了冰川作用中的搬运、堆积、消融及其对围岩的力学过程。

### 3. 漂砾

庐山四周的丘岗、平原湖畔可见有巨大的石块和砾石(均超过1 m),散布各地。例如,庐山东面的星子县的金锭山、叶家垄,白石嘴、上青山、下青山及鄱阳湖滨等地;西面的羊角岭、新桥、十里铺等地均有广泛分布。其漂砾的绝大多数为长石石英砂岩,长石石英砾岩等。这些巨砾一般可达1—2 m,最大的可达近8 m。这些巨砾均来自庐山,其搬运距离短的有4—5 km,搬运距离最长的可达10—12 km之遥。搬运和输送这些巨砾达于这些地点,是何种动力所为?对于这一问题的回答,有两种说法,其一,为泥石流顺庐山山麓下泄所致;其二,则认为,它是冰川发育时期,冰川携带而来。试问,到底哪种解释更符合实际?且依据庐山的地质及地貌特征作一简要分析。调查得知,这些散布于庐山山前丘岗之麓,平原湖滨之巨砾,他们系庐山基岩风化破碎搬运而来,途经几公里至十几公里之距,如若是经泥石流和洪流搬运和冲刷所为,那么,首先要了解泥石流或洪流必须具备的条件。据研究<sup>[81]</sup>,这种搬运方式,应该具有以下三个基本条件,第一,在发育泥石流和洪流的发源地,必须要有大量经风化作用而形成的岩块和岩屑,也就是说,要有足够提供搬运的物质;第二,要有足够大的运送这些物质(岩块、岩屑)的动力,一般来说主要是大量而足够的降水,才能使这些大量的物质运移;第三,有了上述两个条件之外,地形的坡度是决定这些物质搬运距离远近的重要因素,在同等大的降水条件下,物质所被搬运的距离是随坡度的增大而增长的。另据现代泥石流调查研究还表明<sup>[81]</sup>:泥石流堆积体的沉积物的厚度是由后缘向前缘逐渐变薄的,沉积物中的砾石有符合流水沉积规律的分选、排列及组合特征,即砾石ab面倾向上游方向,砾石由后缘向前缘直径变小,分选程度也逐步增高。然而庐山山麓所堆积的巨砾及相关的砾石层并不遵循上述规律。例如,位于鄱阳湖畔的白石嘴、上青山等地,其堆积的粘土

砾石层的厚度比山前的高垄增加，砾石的直径反而增大(最大的砾石其长轴可超过 3 m)，砾石无定向排列，分选性极差。而在高垄至白石嘴的垄岗地形的坡度很小，其坡度角仅有 2—5°。从这样一些堆积特征、地形条件判断，这些砾石层和巨砾能够运送如此之远的距离停积，是难以用泥石流或者洪水冲刷来解释的。但是，从冰川的滋长、搬运的规律则可以圆满解答这些砾石层和巨砾远程堆积于广阔丘岗和湖滨的事实(图版 X<sub>1-2</sub>、图版 XI<sub>1-2</sub>)。

#### 4. 冰碛和冰水沉积的相变关系

冰碛物与冰水沉积物之间的关系是我们研究沉积物的成因很重要的方面。它们两者之间沉积，在其特征上有着明显的差别，同时又有密切不可分割的联系。冰川运动、停顿和消亡的过程中，冰碛物及冰水沉积物总是相互伴随，特别是冰川停顿在逐步消融过程中，它们的关系就更为密切，也更为重要。因为，冰碛物与冰水沉积物之间的相变关系的研究，从某种意义上说，它是区别其他成因类型沉积物的关键之所在，也就是说，这是它最为独特的特征之一。这是因为，当冰川停顿，冰舌逐渐消融，冰川排泄之水流，随着气候的逐步变暖而加强，将冰川所携带的砾石、砂及粘土带出，并随之堆积于冰碛的前沿，随着气候的时冷时暖的变化波动，冰舌前缘的水量也随之变小或增大，冰水沉积物的沉积颗粒也随着由细变粗或者由粗变细的变化，从而在冰碛物与冰水沉积物的接触处形成粗细颗粒沉积的互层状，冰碛物与冰水沉积物呈犬牙交错的相变关系。这种沉积物的相变组合关系是区别一般流水沉积、冲洪积物、泥石流沉积物的重要证据。李四光教授把冰水沉积与其冰碛物的这种关系视为确定是否有无冰川活动的三项必要的验证资料之一<sup>[5]</sup>。在庐山地区这种冰碛与冰水沉积的相变关系，在位于白石嘴浆粕厂附近的剖面是最为典型的，如图 6-2 所示。

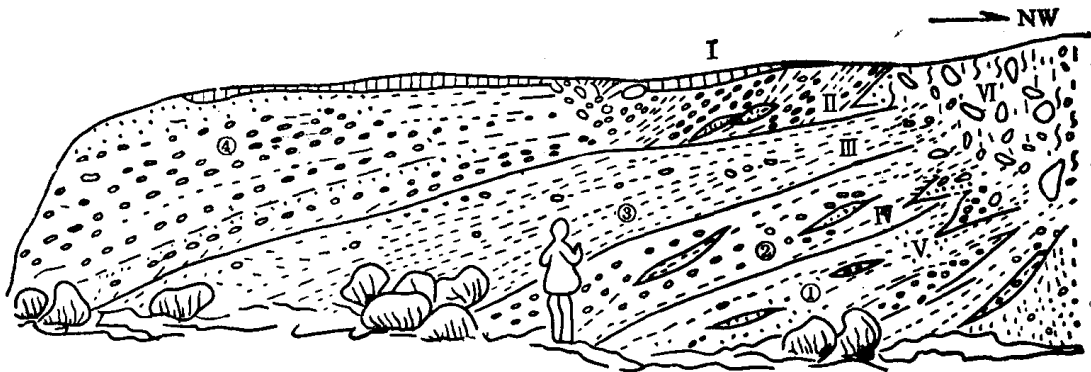


图 6-2 白石嘴浆粕厂冰水相沉积剖面(据潘建英, 1989)  
I. 粉砂质粘土层; II. 砂砾层; III. 含砾粘土层; IV. 砂砾层; V. 含砂粘土层;  
VI. 红色泥砾(冰碛层); ①②…采样点

I 粉砂质粘土层 褐黄色，具有较发育的垂直节理，一般厚度约 0.4—0.8 m 左右，表层被腐殖质土层及坡积的漂砾所覆盖。

II 砂砾层 呈褐黄色，厚度在 1.8—2.4 m，以直径 3—5 cm 的砾石为主，砾石 A 轴倾向变化较大，ab 面倾向南东为主，含有直径为 20 cm 以上的砾石。岩性以长石石英砂岩、石英砂岩、石英岩、硅质岩为主，以长石粉砂岩次之。砂砾层中夹有带层理的粘土层及淤泥层，在与冰碛物接触带附近，常可见有极发育的斜层理及交错层。

III 含砾粘土层 呈红黄色，厚度在 1.5—2 m 之间，长可达 0.7 m 的砂砾透镜体；粘

土层以粉砂质粘土为主，具有微层理，其间偶含砾石。砾石一般直径可达 0.4 m。

IV 砂砾层 呈红色或桔黄色，厚度约在 1.8—2.7 m 之间。它以砂质胶结，砾石具有明显的定向排列，略具分选和层次。砂砾中还可以细分为 4—5 个层次。其中夹有薄层状粘土，厚度及层位变化较大，极不稳定。砾石多以次圆到次棱角状为主；砾石成分以石英砂岩、石英岩及脉石英为主，次为硅质岩、长石粉砂岩等。砾径一般在 5—15 cm 之间，砾石 ab 面多向北东方向倾斜，但砾石 A 轴方位变化较大。

V 含砾粘土层 呈浅红色，厚约 2.1 m，结构致密，具有层理。在薄层的砂砾石层中夹有砂质透镜体，砾石成分多为石英砂岩、石英岩等。

从上述剖面的描述可以看出，从冰水沉积剖面的结构特征，以及冰水沉积相与冰碛沉积相的纵剖面的相变关系，可以判定它的形成是与冰川活动有关(冰川停顿后的消融过程)(图版 XII)。

#### 第四节 冰碛与冰水沉积物的微观结构

第四纪冰川活动的研究，除了详细地调查研究冰川作用所塑造的冰蚀地貌、冰川沉积物的堆积地形、冰川活动的确据、冰川沉积的沉积结构和构造之外；冰碛以及冰水沉积物的微观结构研究也是很重要的方面。

冰碛与冰水沉积物的微观结构的研究，是将冰碛与冰水沉积物（指其中细粒沉积）制成砂薄片，利用显微镜观察研究这些沉积物微粒矿物以及矿物与矿物之间的相互关系，来鉴别沉积物的矿物在冰川发育、迁移、停积过程中所产生的某些特征及变化，进而揭示冰川作用的某些线索和证据。其主要微观特征如下：

##### 1. 石英颗粒的 X 变形纹(图版 XII)

此种石英颗粒的特征，在冰碛及冰水沉积物中均有发现，例如，在庐山冰碛中，大姑期冰水中，石英颗粒在正交偏光镜下出现“X”形状的消光条纹(图版 XII)。通过仔细的镜下观察发现，此种“X”形态的消光条纹并不是石英颗粒的裂纹，石英晶体表面光滑，晶体完整。那么，石英颗粒的“X”形状的变形纹是如何产生的呢？显然，这是一种应力图象，它反映了石英颗粒的受力方式和受力过程。大家都知道，物体受力作用后均会产生形变或破裂。当作用力超过物体的弹性限度时，物体产生破裂；当作用力未超过其物体的弹性限度时会产生形变。石英颗粒的“X”形状变形纹表明，它曾受到长期、缓慢的剪切应力的作用，而这种剪切应力并未超过它的弹性限度，而只使石英晶体产生了形变。这种石英晶体的“X”变形纹实际上是石英晶体的结晶格架在剪切应力作用下发生的晶格位错。石英晶格的位错现象出现在第四纪松散沉积物中是很有意义的，因为除了冰川搬运方式之外的其他搬运方式是不可能提供使石英颗粒晶体产生晶格位错的条件。

不言而喻，第四纪松散沉积物中石英颗粒的“X”变形纹存在，说明石英颗粒在长期、持续的冰川运移过程中，受冰川携带物质向前运动，而冰床的摩擦作用所产生的反向力的双重力的作用下，石英颗粒受到剪切应力，使石英晶体的晶格发生位错，形成“X”变形纹。另外，在庐山芦林盆地边缘停积的庐山冰期的冰碛物中，也发现有石英颗粒的晶格位错现象——“X”形的变形纹(图版 XII)。值得注意的是，经对庐山第四纪地层的系统微观结构分析观察发现，在间冰期沉积物中均未发现上述现象，从另一侧面也说明，石英的“X”变形纹与



冰川作用有着密切的关系。

## 2. 镶嵌结构(图版XIV)

镶嵌结构是指沉积物中矿物与矿物之间相互镶嵌。此种结构的特征是,矿物颗粒之间边界平直而清晰。它们相互镶嵌部分既没有被溶蚀的现象,也无后期次生矿物的插入,例如后生的赤铁矿或针铁矿等。此种结构经显微镜下的观察,它们的相互镶嵌既不是矿物经风化后在经地层的压实作用而形成,也不是矿物之间相互镶嵌的巧合。它是在堆积过程中受机械力的长期挤压而逐步嵌入的。

大家知道,第四纪这些松散沉积物,均是在其表生作用的动力条件下,剥蚀、搬运和堆积的,例如,流水作用,洪流、泥石流和风的作用等。就这些动力作用所提供的条件,是否能满足形成镶嵌结构的条件呢?有人认为“庐山的冰碛物实际上是在湿热气候条件下,泥石流所搬运、堆积而成”。然而,就冰碛物中的镶嵌构造特征来看,矿物之间镶嵌边界整齐,无溶蚀现象,同时它们相互镶嵌边界面上又无次生的矿物(针铁矿、赤铁矿)可寻。足以说明,具有这种微结构特征的沉积物,既不会是在湿热气候条件下的产物,也不是泥石流搬运堆积而成。这是因为,泥石流的运行机制不大可能产生这种结构。泥石流是一种瞬时流体运动,它只能使沉积颗粒之间产生相互撞击、滚动、推移等运移方式,难以形成此种构造。如若在冰川长期、持续的缓慢运动过程中,由于冰川中所携带的矿物,受到足够大的压力条件下,矿物相互挤压而形成这种构造倒是合情合理的。

## 3. 溶蚀结构(图版XV)

溶蚀结构是指沉积物中某些矿物被风化溶蚀或被某些新生的矿物所交代而形成的现象。它所表现的特征是,矿物颗粒的周边被风化溶蚀成不规则的圆滑状,或者被新生矿物交代,成犬牙交错状。

这种结构特征,在庐山冰期沉积物和非冰期沉积物中均可见到,只是在非冰期沉积物中表现更为强烈。然而易受风化溶蚀的矿物(如长石等),在非冰期沉积物中已寻不到任何踪影。

庐山冰碛物及冰水沉积物中溶蚀结构特征主要有几方面的特点:①某些矿物,例如石英,它常被后期风化溶蚀成颗粒周边极不规则的形态;②它常被新生的赤铁矿、针铁矿所交代,这些矿物常侵染了石英颗粒中心部分;③易受风化溶蚀的矿物,例如,长石等矿物,虽受强烈的溶蚀作用,而一些残存的长石晶体仍可见到。

从溶蚀结构的观察和研究中知道,间冰期沉积物的溶蚀作用更强,易受风化溶蚀的矿物荡然无存;而冰碛物虽受后期风化溶蚀,而其强度较弱,一些易受风化溶蚀的矿物尚有部分保存。这本身反映它们在沉积时的气候冷暖的差异,在暖期沉积时,那些易被溶蚀的矿物早已被破坏,又加上在长期多次气候变动的影 响,其溶蚀作用相对较强。与此相反,冰期时的沉积物,由于气候寒冷,相当多易于溶蚀风化的矿物沉积下来,虽后来受多次气候冷暖的影响,大部分矿物(易风化的)被破坏。然而,少部分易于风化溶蚀的矿物仍有部分保存。这项研究,也为论证第四纪气候的变化,提供了资料。

## 4. 穿插结构(图版XVI)

穿插结构,是指沉积物中矿物之间的相互穿插和交切的关系。这种结构和构造,在冰碛层、冰水沉积及非冰期沉积物中均有发现。这一结构对于了解矿物的成生秩序有很大帮助。在这里,仅就冰碛物中的这一结构进行讨论。一些研究者认为<sup>[30]</sup>,庐山第四纪沉积物普遍呈

现为棕红色，特别是冰碛物也呈现此色调并带有网纹构造，这一色调本身反映出冰碛物是在“湿热”气候环境下的产物。并把庐山呈棕红色的冰碛物称之为“伪冰碛”或“假冰碛”。据研究，冰碛呈棕红色的矿物主要是新生的针铁矿和赤铁矿两种矿物。据砂薄片的显微镜下观察，原始的石英当它沉积之后，受湿热气候环境的影响，一些极不稳定矿物开始风化和解体，某些含铁元素的矿物中的铁，在这种环境条件下，逐步由高铁向低铁转化，形成赤铁矿或针铁矿。它们穿插切割，或交代石英颗粒，形成穿插结构。这明显说明，这两种红色矿物是较晚时期形成的。通过对矿物之间的交切关系，以及实地调查，冰碛物沉积时并不是红色的，而是灰白色的，后经湿热风化作用(间冰期气候条件)，红色矿物(针铁矿、赤铁矿)大量出现，使得冰碛物呈现为棕红色，因此，把这棕红色误认为是代表冰碛物沉积物的原始沉积色，显然是不正确的。

## 第五节 冰期划分的依据及分期

第四纪气候的多次冷暖的交替变化，冰川的滋长、发育和消亡在我国西部及东部广大地区的地质发展历史中占有重要地位。通过对第四纪地貌和地层的研究提出了冰期的划分方法，并建立起我国第四纪冰期划分系列。

关于冰期的如何划分，国内外学者均依据不同的研究地区采用不同的方法<sup>[82]</sup>。虽然如此，但其主要划分冰期的理论和方法，大致可包括以下几个方面。

- (1) 第四纪时期各个阶段冰川作用的范围及其影响的范围；
- (2) 第四纪各个不同阶段冰川活动的确切证据及有关冰川作用的遗迹；
- (3) 各冰期的沉积物与间冰期沉积物之间地层的相互层序；
- (4) 冰川堆积物所停积的地貌部位，以及相关冰水沉积物的展布关系；
- (5) 冰期沉积物与间冰期沉积物之间，以及间冰期沉积物所经受风化程度的差异；
- (6) 冰期沉积物(冰碛与冰水沉积)与间冰期沉积物的岩石组构特征的差别；
- (7) 第四纪冰川的侵蚀地貌(不同时期)的分布以及冰川迁徙的路线；
- (8) 第四纪沉积物(包括冰碛、冰水沉积、间冰期的冲积、泥石流、洪积、风积以及湖泊沉积)的某些地球化学特征；
- (9) 第四纪冰期沉积物与间冰期沉积的古生物(植物、动物)化石组合的变化和演进；
- (10) 第四纪沉积物的年代学(古地磁测试， $^{14}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、热释光、ESR测定等)数据的获得。

以上所列举的10个方面的方法来划分冰期，但当研究冰川作用地区时，第四纪冰期的划分最基本的，最主要的是以第四纪地层的沉积序列作为依据，并将上述各点所取得的资料和数据进行全面分析、研究对比之后方可得到使人满意的结果。

关于冰期的划分和研究，有很大的进展，特别是对深海第四纪沉积物研究的深入，运用古地磁学、年代地层学及氧同位素的方法，将过去0.9 Ma时段里深海沉积、深海氧同位素地层划分为22个阶段，计11个冷暖轮回<sup>[95,96]</sup>。据我国黄土的研究，证明在2.5 Ma以来共有37个冷暖气候轮回。由此可见，冰期的概念已有了新的发展，特别是在冰川作用的外围地区对于阐明古气候的冷暖波动格局有着重要的划时代的意义。

庐山依据多方面的资料证明，它曾有过多次冰川作用发生。那么，庐山地区冰期的划分

依据何在? 据实地调查, 第四纪堆积物的各方面的特征, 各沉积物成生序列以及年代学方面的数据等方面的资料进行划分。其主要的依据如下。

#### (1) 冰碛及冰水沉积物所停积地貌部位的差异

庐山地区曾受多次冰川流行和消融的多次作用, 随冰期和间冰期的气候波动的影响, 展布于庐山地区的冰碛物和冰水沉积物在地貌的分布上有其自身的规律性。据有关资料, 庐山地区有 5 次明显的变冷时期, 其中, 最后一次冷期, 庐山没有发现有冰川活动的遗迹, 仅表现气候寒冷的地质时期。庐山的最早一次冰期为大排冰期, 其冰碛物主要分布于庐山山麓的最高一级台面之上, 大约在海拔 280—300 m 左右。第二次冰期即鄱阳冰期, 此期的冰碛和冰水沉积物主要出现在山麓的第二级台面之上, 大致在海拔 170—190 m 左右, 部分冰碛和冰水沉积, 由于受新构造运动的影响, 沉积于较低的凹地和河谷中 (例如 ZK<sub>503</sub>、ZK<sub>21-4</sub> 钻孔中)。第三次冰期即大姑冰期, 此期冰碛和冰水沉积物主要分布于第三、四级山麓面之上, 大致在海拔 40—140 m 左右; 第四次冰期即庐山冰期, 其冰碛物多分布于庐山山上及冰川谷地之中, 大致分布于海拔高程 800—1000 m 之间。

#### (2) 冰碛物及冰水沉积物的层序关系

依据冰期沉积之间不同的层序来划分, 不同时期的冰川沉积的形成时期有所不同, 通常他们之间在层序上, 形成先后的叠置关系, 即越早的冰期沉积物最先沉积, 层位靠下, 相反, 越新的冰期沉积物最后沉积, 其层位在最上部。而且在各冰期冰碛与冰水沉积之间有清楚的间冰期的沉积所隔开, 或者呈明显的不整合接触关系。

#### (3) 不同时期的冰碛层与冰水沉积层其色调及风化程度的差别

依据不同时期冰碛、冰水沉积层的色调及其风化程度的差别, 可以为冰期划分提供证据。庐山地区越老的冰期所堆积的地层, 其颜色越深, 风化程度也相对较高, 越新的冰期的堆积物色调相对较浅, 风化程度相对较低。例如, 大排冰期的冰碛物, 颜色呈棕红色的亚粘土砾石层, 风化也较深, 砾石的风化圈较厚可达 2—3 cm, 有的砾石用手研磨即成粉末状。最新的冰碛层即庐山期冰碛物, 多呈为棕黄色亚粘土砾石层, 砾石风化较浅, 砾石风化圈仅有 0.2—1 mm。

#### (4) 不同冰期堆积物的矿物组合特征

不同时期冰川作用的地区, 堆积时间有所差异, 受后期表生作用的影响有所差别, 因此, 在其重矿物组合, 重组分的百分含量, 矿物的成熟度 (ZTR 值), 粘土矿物的组合等均有各自的特征 (参见图 6-3 及第五章第五、六节)。

#### (5) 不同时期冰碛物及冰水沉积的沉积物的地球化学特征

沉积物的地球化学过程与其温度、压力、溶液浓度、胶体吸附、生物, 以及所形成的时期长短和后期风化过程的强弱均有影响。各个不同时期冰碛物及冰水沉积也不例外的应有不同的反应。主要依据对各期冰川沉积物微量元素、氧化物的比值关系、风化系数、pH 和 Eh 值的变化、淋溶值及积聚值等的变更等方面提供划分冰期的依据 (参看第五章第四节, 图 6-3)。

#### (6) 冰川沉积物的微构造特征

大家都知道, 冰碛物和冰水沉积有其相同或相似微构造和结构特征 (见第六章第四节), 而不同期的冰川沉积物, 在某些相同或相似的特征方面, 则显示出不同的清晰度, 总的来说时间较久远的冰期沉积物其因受后期的风化作用保留较差, 反之, 时代较新的冰期沉积物中

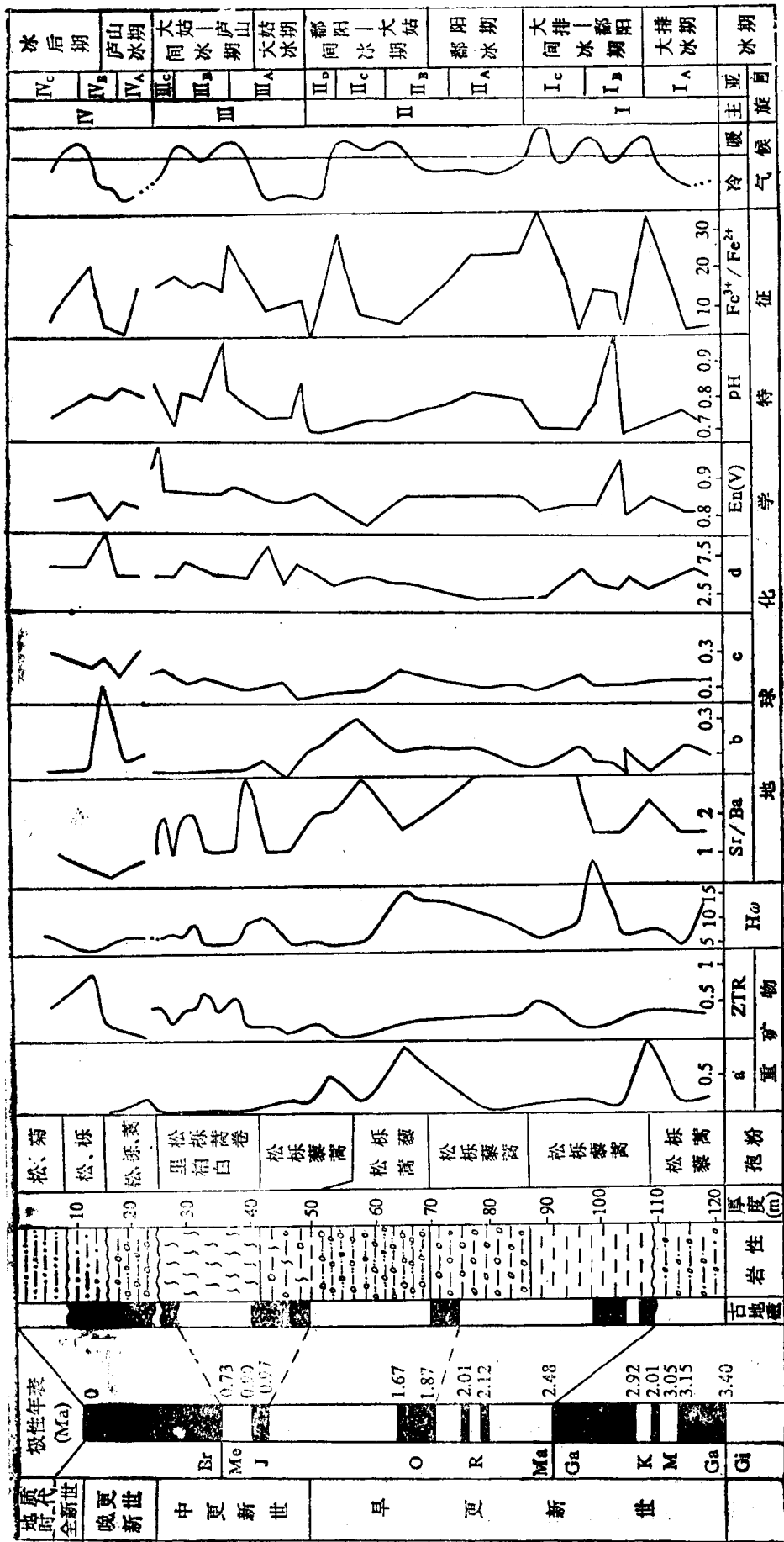


图 6-3 庐山地区第四纪地层重矿物及地球化学特征曲线变化  
 1. 砂粘砾石; 2. 粘土砾石; 3. 带网纹粘土砾石; 4. 粘砂夹砾石; ... 砂质粘土; 6. 粘质砂土; 7. 网纹红土; 8. 粘土

1 2 3 4 5 6 7 8

这些特征保留较为完整。特别是一些颗粒表面特征尤其是如此，例如石英颗粒表面的平行解理面，贝壳状断口以平行阶梯等。另外如一些极易风化的矿物颗粒，例如长石、云母等，在老的冰碛层中，因后期曾受多次间冰期湿热气候条件的风化，很难保存；而较新的冰碛物中，则可更多的保留这些矿物的个体，甚至一些完整的晶形均能找到。

(7) 生物遗迹在不同冰期的沉积物中的组合特征

从庐山各冰期冰碛物(冰水沉积物中)的孢粉分析得知，不同冰期沉积物中的孢粉组合是不尽相同(参见第七章第一节)。因为植物的生存和演化是随地质时代及自然环境的变化有所差异，因此，从植物的孢粉分析所得到的植物群落组合的差别，也是划分冰期的重要依据之一。

(8) 冰期地层序列的年代学研究

冰碛物、非冰碛物均依沉积的时期的不同，在其地层层序上有先有后。当然在同一个剖面上，依据其沉积序列的上下关系是易于查明的。如果不同冰期的沉积物，其沉积层的关系不在一个剖面上，有时确难以认定。利用年代学的研究方法，可在时间上和空间上获得统一的年代数据，以确定它们的分期。据庐山地区沉积物情况，利用古地磁进行磁性地层的研究，从获得的地层的磁性柱与国际上广泛运动的磁性年表相比较，依据极性世和极性事件的年龄数据，获得了庐山地区第四纪地层的年龄，同时，也将庐山大排冰期、鄱阳冰期、大姑冰期、庐山冰期的年代确定下来。由此可见，磁性地层的研究，是划分及对比地层很重要的手段之一，也是进行冰期划分及对比极为有用和不可缺少的方法。

当然，前面所列举划分冰期方法很多，例如冰川侵蚀地形、冰碛地貌在不同时期的分布范围、分布高程等，又比如，某些冰期时冰川作用地区的一些冰川动力构造的遗迹和遗迹等，

表 6-2 中国部分地区第四纪冰期、间冰期对比表

冰期和间冰期	庐山地区	华北区		西南区		青藏高原 <sup>[88]</sup>
		山区 <sup>[47]</sup>	平原 <sup>[89]</sup>	云南 <sup>[84, 86]</sup>	川西 <sup>[86, 87]</sup>	
冰后期	冰后期	冰后期	冰后期	冰后期	冰后期	冰后期
冰期	大理冰期(?)	太白/马兰台	第五冰期	大理	螺髻	巴斯错
间冰期	庐山-大理	潭柘寺-马兰台	第四间冰期	四家村	西溪-螺髻	扎加藏布-巴斯错
冰期	庐山	灵岳寺/潭柘寺	第四冰期	东山	西溪	扎加藏布
间冰期	大姑-庐山	赵家台-潭柘寺	第三间冰期	月龙	团山-西溪	纳赤台-扎加藏布
冰期	大姑	赵家台	第三冰期	中山	团山	纳赤台
间冰期	鄱阳-大姑	管垞岭-赵家台		牛王山	大向坪-团山	望昆-纳赤台
冰期	鄱阳	管垞岭		马头山	大向坪	望昆
间冰期		东城-管垞岭	第二间冰期	?	?	望昆-狮子山
冰期	大排-鄱阳	东城	第二冰期	元谋	昔格达	狮子山
间冰期		红崖-东城	第一间冰期			惊仙-狮子山
冰期	大排	红崖	第一冰期	龙川	金沙	惊仙

都是值得研究和推敲的问题，它们都有助于在划分冰期时参考。换句话说，第四纪地层的层序、特征、年代等有关方面的研究，是划分冰期、地层以及同有关地区的对比研究，最基本的资料，也是一项不可缺少的基础性工作。庐山的工作，基本上从这一考虑出发来研究一切有关的第四纪地质问题。

通过上述几个方面的研究资料，以及前些章节所提供的论证材料，将庐山地区第四纪冰川作用进行了冰期的划分如下：

冰后期	( $Q_{IV}$ )
大理冰期(冰缘现象)	( $Q_{IIVe}$ )(?)
庐山-大理间冰期	( $Q_{IId}^{s1}$ )
庐山冰期	( $Q_{IIb}^{s1}$ )
大姑-庐山间冰期	( $Q_{IIc}^{s1}$ )
大姑冰期	( $Q_{IIc}^{s1-fs1}$ )
鄱阳-大姑间冰期	( $Q_{Ib}^{s1}$ )
鄱阳冰期	( $Q_{Ib}^{s1-fs1}$ )
大排-鄱阳间冰期	( $Q_{IA}^{s1}$ )
大排冰期	( $Q_{IA}^{s1}$ )

## 第七章 第四纪古气候环境

### 第一节 孢粉分析

庐山地区第四纪沉积地层，在山麓分布较广，山上只有零星出露。沉积厚度不大，连续性差。区内第四纪的孢粉分析，至今尚未进行过系统的研究。为了深入了解本区的古气候演化历史，对第四纪地层进行了全面系统的孢粉分析研究（图 7-1），试图从一个侧面提供重要信息。先后对大排岭、金锭山、白石嘴、浆粕厂、羊角岭、大校场、裁缝岭、金氏山庄、叶家垄等自然剖面以及 ZK<sub>503</sub>、ZK<sub>21-4</sub> 钻孔进行系统的采样分析。共分析样品 130 余块，其中在 60 块样品中发现有数量不等的孢子花粉。

#### 1. 孢粉分析结果

庐山地区第四纪时期沉积物的孢粉组合，主要以温带类型的植物花粉较多。其中木本植物花粉占 36.90%—98.50%；草本植物花粉次之占 9%—43.90%；蕨类植物孢子较少，含量均在 10% 以下。木本植物花粉中，以针叶植物花粉松 (*Pinus*) 占优势，有的样品中含有少量的落叶松 (*Larix*)、柏 (*Cupressaceae*)，其次有亚热带山地植物花粉雪松 (*Cedrus*)、罗汉松 (*Podocarpus*)、铁杉 (*Tsuga*)。阔叶植物花粉以栎 (*Quercus*) 属居多，其次有桦 (*Betula*)、桤木 (*Alnus*)、栗 (*Castanea*)、胡桃 (*Juglans*)、榆 (*Ulmus*)、柳 (*Salix*)、桑 (*Moraceae*)、鼠李科 (*Rhamnaceae*)；有的剖面中还含有个别的亚热带植物花粉，冬青 (*Ilex*)、青岗栎 (*Quercus glauca*)、枫香 (*Liquidambar*)、漆 (*Rhus*)、木犀科 (*Oleaceae*)、樟科 (*Lauraceae*)、木兰 (*Magnolia*)、椴 (*Tilia*)；小本木植物花粉有榛 (*Corylus*)、忍冬 (*Caprifoliaceae*)、杜鹃 (*Ericaceae*)；草本植物花粉以藜 (*Chenopodiaceae*)、蒿 (*Artemisia*)、毛茛科 (*Ranunculaceae*)、唇形科 (*Labiatae*) 较多，并见有豆科 (*Leguminosae*)、蔷薇 (*Rosa*)、蓼 (*Polygonum*)、菊科 (*Compositae*)、禾本科 (*Gramineae*)、百合科 (*Liliaceae*)、五加科 (*Araliaceae*)、伞形科 (*Umbelliferae*)、石竹科 (*Caryophyllaceae*)、莎草 (*Cyperaceae*)、香蒲 (*Typha*) 等；蕨类植物孢子主要是水龙骨 (*Polypodiaceae*)，卷柏 (*Selaginellaceae*)，里白 (*Gleicheniaceae*)、凤尾蕨 (*Pteris*)、蕨 (*Pteridium*) 和真蕨纲 (*Filicales*)。

下面将各剖面的分析结果分述如下。

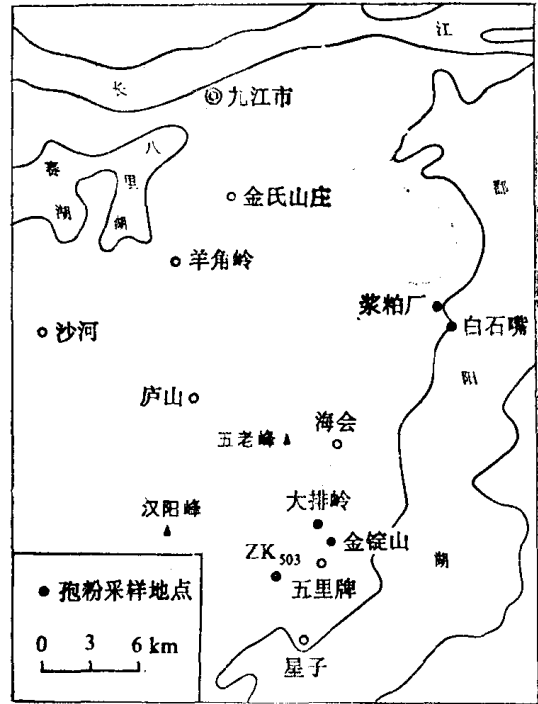


图 7-1 庐山孢粉采样剖面地理位置

● 孢粉采样地点

### (1) 大排岭剖面

大排岭剖面位于星子县海会镇西南，海拔高程 280 m 以上。剖面底部为前震旦系花岗片麻岩，其上不整合有厚约 12 m 的棕红色亚砂土砾石层。从其中采集 10 个样品进行了孢粉分析，结果在 7 块样品中发现有较为丰富的孢粉化石，统计了 1022 粒化石。其孢粉组合以木本植物花粉占优势，为孢粉总数的 47.0%—81.0%，草本植物花粉占 7.3%—45.3%，蕨类植物孢子数量甚少仅为 4%—17.3%。木本植物花粉以松为主，最高含量可达化石总数的 60% 左右，其次为栎和栗，分别占孢粉总数的 2.2%—32.2% 和 1.9%—16.1%，另外，还见有少量和个别的第三纪孑遗种和亚热带植物花粉，如雪松、罗汉松、枫香、冬青、青岗栎等；灌木植物花粉有个别的榛、忍冬、杜鹃；草本植物花粉主要是藜、蒿、毛茛科居多，其他还有豆科、蔷薇科、菊科，唇形科、石竹科等；蕨类植物孢子中以卷柏和水龙骨科为主。

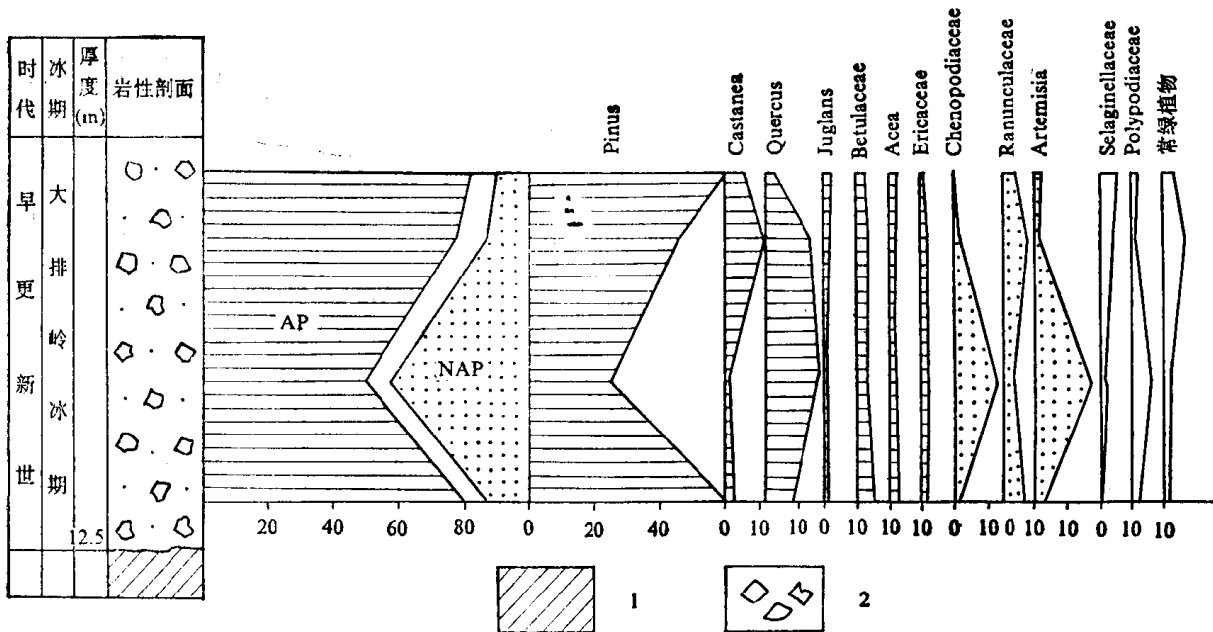


图 7-2 大排岭孢粉图式  
1. 基岩；2. 砾石层(冰碛层)

从孢粉图式(图 7-2)看出，剖面自下而上可划分出 3 个孢粉带：I 带，以松为主的森林带，此带以木本植物花粉占优势，其中松属花粉最多，为剖面的最高峰；其次为落叶栎和耐干旱的草本植物花粉毛茛科，另外，还见有亚热带的孑遗植物花粉。II 带，为森林草原带，此带草本植物花粉含量迅速上升，占其孢粉总数的 45.3%，主要是藜、蒿和毛茛科，木本植物花粉退居次要地位。III 带，以阔叶树为主的针阔叶混交林带，该带阔叶植物花粉量明显增加，是本剖面阔叶树最繁盛时期，但松仍保持一定数量。据古地磁研究表明，大排岭砾石层开始沉积，大约在马莫斯事件之后，距今约 3 Ma 前，沉积结束于松山极性世初期，约距今 2.5 Ma 前。

### (2) 金锭山剖面

金锭山位于大排岭南东约 3—4 km 处，出露标高 193 m。样品采自山顶部位用井探和槽探揭露的剖面，厚约 15 m。岩性下部为紫红色、棕红色泥砾，上部为棕黄色砂砾石层。不整合于古老的半风化的片麻岩之上。古地磁测年约 1.8—1.5 Ma。



该剖面取样 8 块进行孢粉分析, 分析结果只有 3 块样品含有孢粉化石, 共统计 339 粒。从孢粉统计表(表 7-1)看出, 本剖面孢粉总成分曲线自下而上, 都是以木本花粉居多, 占孢粉总数的 56%—66.9%, 草本植物花粉次之, 占 24.3%—34.1%, 孢子较少, 占 5%—11.2%。木本植物花粉在剖面上部和下部都是以松树花粉较多, 而中部松树花粉减少, 阔叶植物花粉增加, 树种都是温带的落叶阔叶树植物花粉, 未见常绿阔叶植物花粉, 其中以栎为主, 此外还有桦、栗、胡桃、榆、槭、桑、鼠李等。草本植物花粉曲线, 在剖面中由下向上增加, 成分主要是耐干旱的毛茛科、藜和蒿。灌木植物花粉杜鹃也有一定含量。

表 7-1 金锭山剖面孢粉统计表

孢粉 名称	样品编号	金锭山	金锭山	金锭山	孢粉 名称	样品编号	金锭山	金锭山	金锭山
	数量 及百分比	(1)	(2)	(3)		数量 及百分比	(1)	(2)	(3)
<i>Pinus</i>	63 48.1	36 24.0	53 44.5		<i>Leguminosae</i>	1 0.7	4 2.7	2 1.6	
<i>Juglans</i>			1 0.8		<i>Ericaceae</i>	3 2.3	9 6.0		
<i>Carylus</i>	4 3.0	1 0.7	1 0.8		<i>Scrophularaceae</i>				
<i>Betula</i>		4 2.7	4 3.4		<i>Compositae</i>	1 0.7		2 1.6	
<i>Castanea</i>	3 2.3	3 2.0	2 1.6		<i>Artemisae</i>	3 2.3	16 10.6	18 15.1	
<i>Quercus</i>	15 11.4	15 10.0	10 8.4		<i>Gramineae</i>			3 2.5	
<i>Ulmus</i>	1 0.7	2 1.4			<i>Selaginellaceae</i>	2 1.5	1 0.7		
<i>Moraceae</i>		1 0.7	1 0.8		<i>Gleicheniaceae</i>	7 5.3	8 5.3	6 5.0	
<i>Liquidambar</i>	1 0.7				<i>Pteridium</i>		1 0.7		
<i>Acea</i>	5 3.8	1 0.7			<i>Hymenophyllaceae</i>	2 1.5			
<i>Rhamnaceae</i>	3 2.3	4 2.7			<i>Ceratopteris</i>		1 0.7		
<i>Chenopodiaceae</i>	3 2.3	20 13.3	6 5.0		<i>Polypodiaceae</i>	2 1.5	3 2.0		
<i>Ranunculaceae</i>	11 8.4	19 12.7	7 5.9		孢粉总数	131	150	119	
<i>Rosa</i>	1 0.7	2 1.3	2 1.6						

(3) 白石嘴剖面<sup>[80]</sup>

出露于鄱阳湖西畔的白石嘴。岩性下部为灰黑色泥炭, 上部为黄色粘土, 厚度 2.4 m, 不整合于中石炭黄龙灰岩之上。

本剖面仅在灰黑色泥炭中发现了孢粉化石, 其中以蕨类植物孢子居多, 占 42.7%。主要是水龙骨科, 木本植物花粉次之, 主要是阔叶植物花粉, 有桦科、栎、栗。针叶植物花粉除松以外, 还有个别的杉与柏; 草本植物花粉占 15.2%, 以禾本科较多, 其次为藜和香

蒲<sup>[89]</sup>。

(4) 羊角岭剖面

位于九江市南 20 km。岩性为棕红色泥砾和棕红、灰白色砂砾石层，厚 6.2 m。覆盖于中志留统夏家桥组黄绿色砂岩、紫红色砂页岩之上。

在该剖面取样 8 块，孢粉分析结果仅在 3 块样品中发现孢粉化石，从表 7-2 可以看出，孢粉组合是以木本植物花粉占优势，达 61.5%—75%，其中以松为主，占孢粉总数的 37.5%—49.6%，另外还有个别的胡桃、桦、栗。蕨类植物孢子，主要是水龙骨科。草本植物花粉占 10% 左右，以藜、蒿和禾本科较多，同时见有个别的灌木植物花粉杜鹃、榛等。

(5) 九江浆粕厂剖面

位于九江市浆粕厂扩建基地。岩性下部为棕红色含白色条带的网纹红土，中间夹有铁锰质较高的亚粘土层，中部为深褐黄色亚粘土和亚砂土层，上部为浅褐黄色亚砂土层，厚 5.5 m。

在剖面中取样 9 块进行孢粉分析，分析结果只在 5 块样品中发现较多的孢粉，共统计 579 粒。从孢粉统计表 7-3 中看出，剖面下部的网纹红土层中，孢粉组合是以木本植物花粉居多，占 36.9%—64.7%，其中松和栎较多，分别占孢粉总数的 11.9%—28.4% 和 8.9%—12.1%，还有少量或个别的柏、胡桃、桦、榆、柳、桑、槭、榛和青岗栎等。草本植物花粉次之，为 29.8%—37.9%，以藜和蒿最多，各占孢粉总数的 23.8%—25% 和 4.7%—7.8%，蕨类植物孢子有卷柏、里白和水龙骨。中部深褐黄色亚粘土中，孢粉数量少，种属单一，组合中蕨类植物孢子显著增加，含量高达 84.5%，成分是里白、卷柏、蕨和水龙骨。木本和草

表 7-2 羊角岭剖面孢粉统计表

数量及百分比 孢粉名称	羊角岭			数量及百分比 孢粉名称	羊角岭		
	样品编号 (C)	样品编号 (D)	样品编号 (G)		样品编号 (C)	样品编号 (D)	样品编号 (G)
<i>Pinus</i>	39 37.5	51 49.6	5	<i>Artemisia</i>	2 1.9	2 1.9	
<i>Tsuga</i>		1 0.9		Gramineae		1 0.9	
<i>Juglans</i>		2 1.9		Ericaceae	1 0.9	2	2
<i>Betula</i>	1 0.9	2 1.9		Oleaceae	1 0.9		1
<i>Corylus</i>		2 1.9		Selaginellaceae	2 1.9		1
<i>Quercus</i>	23 22.2	15 14.4	2	Gleicheniaceae	1 0.9		
<i>Castanea</i>		1 0.9		Polypodiaceae	28 26.9	17 16.3	1
Rhamnaceae			2	孢粉总数	104	104	17
Chenopodiaceae	6 5.8	4 3.8	3				
Cruciferae	1 0.9						

表 7-3

九江浆粕厂剖面孢粉统计表

数量 及百分比 孢粉名称	样品编号					数量 及百分比 孢粉名称	样品编号				
	浆粕厂 (1)	浆粕厂 (3)	浆粕厂 (7)	浆粕厂 (8)	浆粕厂 (9)		浆粕厂 (1)	浆粕厂 (3)	浆粕厂 (7)	浆粕厂 (8)	浆粕厂 (9)
<i>Pinus</i>	29 28.4	35 22.4	10 11.9	3 2.9	32 23.9	<i>Rosa</i>		5 3.2			2 1.5
Cupressaceae	3 2.9	7 4.5	2 2.3			Lequinosae	1 1.0	1 0.6			1 0.7
<i>Salix</i>	1 1.0					Labiatae		4 2.5			9 6.7
<i>Juglans</i>	9 8.8	7 4.5				<i>Artemisia</i>	8 7.8	11 7.1	4 4.7		1 0.7
<i>Betula</i>	4 3.9	4 2.5	2 2.3			Graineae				1 0.9	1 0.7
<i>Corylus</i>		4 2.5	3 3.5		2 1.5	Cyperaceae			1 1.1		
<i>Quercus</i>	13 12.7	14 8.9	8 9.5	3 2.9	11 8.2	Oleaceae				1 0.9	
<i>Ulmus</i>	7 6.9	4 2.5	4 4.7			Selaginellaceae	1 1.0	5 3.2	10 11.9	19 18.4	13 9.7
Moraceae		1 0.6	1 1.1	1 0.9		Gleicheniaceae	1 1.0	10 6.4	10 11.9	33 32.0	5 3.7
<i>Rhus</i>					1 0.7	Hymenophyllaceae		1 0.6	2 2.3	1 0.9	2 1.5
<i>Acer</i>			1 1.1		5 3.7	<i>Pteridium</i>			1 1.1	16 15.5	12 8.9
Rhamnaceae					2 1.5	Polypodiaceae		1 0.6	4 4.7	16 15.5	10 7.4
Chenopodiaceae	24 23.5	39 25.0	20 23.8	6 5.8	8 5.9	藻类				2 1.9	11 8.2
Ranunculaceae					3 2.2	孢粉总数	102	156	84	103	134
Cruciferae	1 1.0				3 2.2						

本植物花粉含量在 7% 左右；顶部浅褐色亚砂土中，孢粉组合的成分与下部组合成分相似，不同点是木本植物花粉减少只有松、栎、槭和榛。据古地磁测定下部网纹红土层形成的年代为 0.9—0.4 Ma。

#### (6) 金氏山庄剖面

位于九江市南 1 km 的南山公路旁。岩性下部为棕红、黄色亚粘土砾石层，中部为网纹红土层，上部为褐色亚砂土层，厚 22 m 左右。

该剖面从下至上共取样 20 块，从孢粉分析结果表 7-4 看出，大部分样品未见化石，其中只有 3 个样品化石稍多，依据孢粉成分的变化，由下向上，大致可分为 4 个孢粉组合带。

I 带 孢粉稀少，仅发现几粒木本植物花粉和草本植物花粉，有松、栎、藜。

II 带 一块样品孢粉较多，主要是针叶植物花粉松和柏，其次为落叶阔叶植物花粉栎，草本植物花粉和蕨类孢子零星见到。

表 7-4

金氏山庄剖面孢粉统计表

数量及百分比 孢粉名称	样品编号										
	金 (1)	金 (2)	金 (5)	金 (13)	金 (11)	金 (9)	金 (7)	金 (5)	金 (3)	金 (1)	
<i>Pinus</i>	1	2	4	133 54.8	6	7	2	7	25 22.7	74 45.1	
Cupressaceae				29 11.5		1					
<i>Salix</i>									1 0.9	2 1.2	
<i>Juglans</i>				2 0.8						2 1.2	
<i>Betula</i>				3 1.2		1			2 1.8		
<i>Corylus</i>				4 1.6							
<i>Quercus</i>			2	20 7.9	4	3	1		8 7.2	6 3.7	
<i>Quercus-glauca</i>										2 1.2	
<i>Castanea</i>				5 2.0						1 0.6	
Moraceae				1 0.4							
<i>Rhus</i>				2 0.8						2 1.2	
Chenopodiaceae	3	5	7	5 2.0	23	7	1	4	14 12.7	3 1.8	
Ranunculaceae				1 0.4							
<i>Rosa</i>						1			1 0.9		
Leguminosae						1			2 1.8		
Convolvulaceae				1 0.4						2 1.2	
Labiatae				1 0.4					3 2.7	2 1.2	
Scrophulariaceae										1 0.6	
Compositae				1 0.4					1 0.9	1 0.6	
<i>Artemisia</i>						1			14 12.7	3 1.8	
Typhaceae										1 0.6	
Liliaceae									1 0.9		
<i>Thalictrum</i>									1 9.0		

续表

数量及百分比 孢粉名称	样品编号										
	金 (1)	金 (2)	金 (5)	金 (13)	金 (11)	金 (9)	金 (7)	金 (5)	金 (3)	金 (1)	
Selaginellaceae				8 3.2					19 17.3	20 12.5	
Gleicheniaceae				7 2.8				1 7.2	8 7.2	14 8.5	
Hymenophyllaceae										14 8.5	
<i>Pteris</i>									1 0.9	5 3.0	
<i>Pteridium</i>				3 1.2					3 2.7		
Polypodiaceae				12 4.8				1 5.4	6 5.4	8 4.8	
Gramineae				1 0.4						1 0.6	
Umbelliferae				1 0.4							
Podocarpaceae				1 0.4							
孢粉总数	4	7	14	252	33	22	4	13	110	164	

III 带 木本、草本植物花粉和蕨类植物孢子三者含量近似。木本植物花粉以松为主，其次为栎；草本植物花粉主要是藜和蒿；蕨类植物孢子以卷柏为主。

IV 带 木本植物花粉占优势，达 54.1%，主要是松，占孢粉总数的 45.1%；蕨类植物孢子较多，占 37.2%，有卷柏、里白和膜蕨。草本植物花粉只有零星出现。

#### (7) 大校场剖面 (表 7-5)

位于庐山 800 m 以上高程的大校场。岩性下部为棕黄色砂质粘土夹泥砾，上部为黄褐色亚粘土夹碎石，厚 6 m。

该剖面共取样 10 块，从孢粉分析结果表 7-5 中看出，有 6 块样品含有孢粉化石，但种属贫乏。孢粉成分上下变化不大，以木本植物花粉占绝对优势，为 84.1%—98.5%，主要是松树花粉，含量高达孢粉总数的 74.8%—95.5%；其他还有少量的柏和栎；草本植物花粉很少，占 1.5%—9.7%，以藜、蒿和禾本科较多；蕨类植物孢子只有水龙骨科。

#### (8) 裁缝岭剖面

岩性为黄色砂土，黄褐色含砾亚粘土，无层理，富含铁锰胶膜，覆盖于庐山冰期的黄色泥砾之上，厚 6 m。

剖面上取样 5 块进行孢粉分析，从表 7-6 中看出，孢粉种属不多，但含量较高，可划分出 2 个孢粉组合带。下部森林-草原带，以木本植物花粉为主，占 69.5%，主要是松，为孢粉总数的 63.3%；其次为栎，另外还有个别的柏、槭、榆等；草本植物花粉占 28.1%，以藜居多；蕨类植物孢子仅个别出现。上部灌丛草原带，此带草本植物花粉和灌木植物花粉显著增加，达 80.9%—84.7%；草本植物花粉以菊科为主，占孢粉总数的 35.9%—67.8%；豆

表 7-5

大校场剖面孢粉统计表

数量 及百 分比	样品编号	大校场	大校场	大校场	大校场	大校场
孢粉名称		E-1	E-3	E-7	E-9	E-11
<i>Pinus</i>		126 95.5	116 74.8	114 85.1	89 79.5	111 82.2
Cupressaceae			13 8.4	3 2.2		
<i>Tsuga</i>						1 0.7
<i>Salix</i>			1 0.6			
<i>Juglans</i>				1 0.7		
<i>Carylus</i>		1 0.8		1 0.7		
<i>Betula</i>			1 0.6	1 0.7		
<i>Quercus</i>		3 2.3	5 3.2	2 1.5	7 6.3	2 1.5
Chenopodiaceae			3 1.9	1 0.7	4 3.6	3 2.2
<i>Myriophyllum</i>			1 0.6			1 0.7
<i>Artemisia</i>		2 1.5	5 3.2	1 0.7	3 2.7	
Potamogetonaceae				2 1.5		
Gramineae			6 3.9	5 3.7	2 1.8	1 0.7
Polypodiaceae			4 2.6	3 2.2	2 1.8	
孢粉总数		132	155	134	112	135

科次之，为 14%；灌木以忍冬为主，个别样品高达 25.4%；蕨类植物孢子增加，主要是水龙骨科，木本植物相对减少。

#### (9) 芦林盆地大校场剖面<sup>[90]</sup>

岩性下部为黄褐色亚粘土，质地松软均匀。上部为灰黑色淤泥，富含有机质，表面被崩塌泥砾覆盖。

剖面中黄褐色亚粘土孢粉较少，下面仅以全新世的灰黑色淤泥所含孢粉组合叙述如下：

本剖面孢粉总成分自下而上都是以木本花粉的比例最大，孢子其次，草本花粉较少。在剖面下部，木本花粉是以松属花粉占优势，为孢粉总数的 18%，柏科花粉也有一定数量，阔叶树栎、榆、栗、桦只有少量，并含有个别麻黄和铁杉的花粉，草本花粉中菊科有一定含量，并含有少量的水生植物孢粉如槐叶萍，泽泻科等，孢子以蕨属为主；中部，木本花粉中松属花粉减少，而阔叶树种花粉迅速增加，而且出现种类较多的常绿阔叶树花粉如栲 (*Castanopsis*)、青岗栎、杨梅、冬青、樟科、芸香科 (*Rutaceae*)、漆树、大戟科 (*Euphorbia*)、桧

表 7-6

裁缝岭剖面孢粉统计表

数量及百分比 孢粉名称	样品编号			数量及百分比 孢粉名称	样品编号		
	裁缝岭 (1)	裁缝岭 (2)	裁缝岭 (3)		裁缝岭 (1)	裁缝岭 (2)	裁缝岭 (3)
<i>Pinus</i>	81 63.3	2 0.5	2 1.0	Leguminosae		59 14.7	
Taxodiaceae			1 0.5	Umbelliferae			1 0.5
Cupressaceae	1 0.8	1 0.2		Labiatae		19 4.8	
<i>Juglans</i>			1 1.5	Ericaceae	1 0.8		
<i>Alnus</i>		1 0.2		Caprifoliaceae	101 25.4	10 5.0	
<i>Betula</i>			1 0.5	Compositae	143 35.9	135 67.8	
<i>Castanea</i>		1 0.2		<i>Artemisia</i>	1 0.8		1 0.5
<i>Quercus</i>	6 4.6	53 13.3	3 1.5	Gramineae		2 0.5	
<i>Ulmus</i>		1 0.2		Selaginellaceae			2 1.0
<i>Acea</i>	1 0.6	1 0.2		Gleicheniaceae			7 3.5
Chenopodiaceae	30 23.4	5 1.3	14 7.0	<i>Pteridium</i>			1 0.5
Ranunculaceae	1 0.8			Polypodiaceae	1 0.8		20 10.1
Amaranthaceae		5 1.3		藻类	2 1.5		
<i>Rosa</i>	3 0.3	2 0.5		孢粉总数	126	398	199

木 (*Eurga*) 等, 落叶阔叶树花粉很多, 以落叶栎类、榆科、赤杨、桑属等为主要, 其他尚有柳、山核桃等, 草本花粉中禾本科、莎草科有一定数量, 并见有水生植物槐叶萍、苹科 (*marsilaceae*) 孢子; 在剖面顶部, 木本花粉总数量有所增加, 但常绿阔叶树花粉大量消失, 而松的花粉又迅速增加, 达到本剖面的最大值, 成为优势种; 柏科花粉也有相当数量, 落叶阔叶的桦、赤杨、椴、合欢 (*Albizzia*)、柳等花粉尚有少量, 草本花粉只有个别出现, 孢子中水龙骨科显著减少, 蕨属是主要成分, 铁线蕨 (*Adiantum*)、凤尾蕨、槐叶萍有一定数量。

综合上述剖面的资料, 庐山地区自下而上可划分为 14 个孢粉带;

- (1) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带;
- (2) 森林-草原孢粉带;
- (3) 以阔叶树为主的针阔叶混交林孢粉带;

(4) 孢粉贫乏带, 在 ZK<sub>503</sub> 钻孔井深 40—60 m 处, 发现了个别的栎、藜、蒿和禾本科的花粉;

(5) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带;

(6) 森林-草原孢粉带;

(7) 针阔叶混合林孢粉带;

(8) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带;

(9) 森林-草原孢粉带;

(10) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带;

(11) 稀林-草原孢粉带;

(12) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带;

(13) 常绿阔叶、落叶阔叶混交林孢粉带;

(14) 以松为主的针阔叶混交林孢粉带。

## 2. 古植被和古气候的探讨

一定的植物群具有一定的孢粉组合, 而各种生态型的植物群, 可以反映出气候的冷暖、潮湿和干燥的变化。因此, 孢粉组合能灵敏地反映当时的古植被和古气候。根据上述剖面的孢粉分析结果, 可以反映庐山地区第四纪时期的古植被和古气候的特征。

庐山地区第四纪时期堆积物的植被是以山地针叶树松为主, 但由于松树花粉的产量比其他木本植物花粉高许多倍<sup>[91]</sup>, 所以区分植物群落面貌时, 则必须考虑与松共生的其他次要成分的异同。故此推测当时该区有两种植被比较明显。一种是以松和栎为主组成的针阔叶混交林, 伴生树种主要是华北区系的桦、栗、胡桃、桤木、柳、桑等。局部地区林中间杂有少数第三纪孑遗种和亚热带区系的针叶树和常绿阔叶树, 如罗汉松、雪松、冬青、青岗栎及枫香。灌木丛主要是榛、忍冬、蔷薇、杜鹃。林下草本植物多为耐旱的藜、蒿、毛茛科、禾本科、豆科、唇形科和菊科等, 蕨类孢子植物一般较少; 另一种是森林-草原, 木本植物明显减少, 灌木和草本植物明显增加, 林下灌木丛一般为鼠李、榛、杜鹃、忍冬等萌发性强的树种。林中草本植物多为耐干旱的杂草, 如毛茛、藜、蒿、豆科、禾本科等。有些地区草原成片分布, 构成森林-草原或稀树森林-草原植被景观。

由此可见, 庐山第四纪的植物类群与现代生长的类群差别很大。现今该区处于中亚热带的北缘, 为常绿阔叶林分布区。垂直分布明显, 垂直带谱的植被类型是在 700 m 以下的山麓地带为常绿阔叶林; 山上 800—1100 m 是常绿落叶阔叶混交林; 1100 m 以上为落叶阔叶林<sup>[92, 93]</sup>。今昔相比, 可见植被面貌迥然不同, 如果以目前我国东部松、栎针阔叶混交林的分布高程, 由北向南海拔逐渐升高的规律来推算<sup>[6]</sup>, 那么, 当今庐山地区若有此林带生长, 其高度至少在海拔 2000 m 以上, 但庐山的海拔远远低于这一高度。由此可见, 由于冰川气候的影响, 庐山地区不仅存在植物区系的水平移动, 而且也有山体的垂直植物移动。

该区以松、栎为主的孢粉组合, 不但赋存于不同海拔高度的剖面中, 同时也重复出现于不同时间的堆积物中, 这说明松、栎针阔叶混交林在不同时间和不同空间上均有分布, 虽然只有这种简单垂直带状层次结构的植被类型, 但已充分反映出第四纪时期有若干次气候波动。所以形成具有此特征的植被, 初步认为, 是受两种自然地理因素的制约, 其一, 是冰期、间冰期递变比较迅速, 不具备复杂的垂直带谱。其二, 是山体孤立, 海拔不高, 沉积物以泥砾和砂砾层为主, 所以不利于植物的生长, 植被较为单一。



上述各剖面的砂砾石层中的孢粉组合, 均未发现通常冰期中标志寒冷气候的暗针叶林成分云杉、冷杉, 而是以耐干凉气候的松、栎植被为主要建群种和干旱类型的稀树草原的出现为特征。这种植被景观, 反映当时气候干凉, 土壤薄瘠。松树是一种适应性较强的耐旱、耐瘠的树种, 群落所在地的土壤一般为发育在砂页岩上的山地棕壤, 就是在砾石堆积的山坡亦能生长。落叶阔叶栎类群落, 大部分也是生长在土壤薄瘠的山坡及山脊地带, 一般在陡坡上成小面积分布。而云杉、冷杉是一种生态幅度比较狭窄的植被类型, 它所要求温度应在 $10-15^{\circ}\text{C}$ , 湿度不低于 $60\%$ , 降水量通常 $>500\text{ mm}$ , 海拔在高纬度地带局限在低海拔地区, 而低纬度则生长在高海拔地区, 土壤要求湿润肥沃或粘壤土上, 在质地松散的松质土上, 它们往往生长不良, 并经常被落叶松或松林所更替。所以区内未发现云杉、冷杉植物的花粉。

网纹红土层从岩性分析来看无疑是代表一种湿热气候下的产物, 但区内孢粉分析结果却反映了干凉气候下生长的松、栎针阔叶混交林或森林草原的植被, 与泥砾层的植被景观没有明显的差异。形成这种现象的原因是由于孢粉与母岩是同时沉积的, 孢粉组合所反映的气候, 正是网纹红土母岩沉积时的气候特征。因此, 我们认为网纹红土层是在冰期之后逐步发育, 并经间冰期湿热化作用而形成的。由此可见, 庐山地区更新世时期的堆积物是在冰期与间冰期交替过程中逐渐形成的。从庐山地区更新世地层的层序及孢粉组合特征看, 曾有过 4 次干冷, 3 次温暖气候的演变过程。

### 3. 第四纪各孢粉带的时代划分

上述 14 个孢粉带所反映的古植被、古气候演替的各个阶段, 表明区内第四纪期间气候具有冷暖变化, 其变化规律不仅和邻区相似, 而且与第四纪的全球变化亦相符, 因而利用气候期对比, 结合古地磁等测示的结果, 现将各孢粉带的时代列入表 7-7 中。

#### (1) 第四纪下限

对第四纪时限的划分原则, 国内外学术界争论比较激烈。参照国际上的划分原则, 我们以气候地层学为基础, 结合年代地层学、生物地层学等成果, 综合考虑划分对比第四系下限。根据庐山地区大排岭剖面孢粉分析结果看出孢粉带 1—3 带反映沉积时期气候有小的波动, 1 带以松为主的针阔叶混交林中, 还发现少量或个别的第三纪孑遗植物的花粉, 反映的气候仍以干凉为主; 2 带为森林-草原, 反映气候干冷; 3 带为以阔叶林为主的针阔叶混交林, 反映气候开始回升。古地磁测试研究结果, 距今 $3-2.5\text{ Ma}$ 。因此我们可以确定大排岭剖面的冰碛层是区内第四纪最早的一次冰期。金锭山冰碛层是大排岭冰期之后, 另一个冰期的冰碛层<sup>[57]</sup>。这样, 依据孢粉组合特征和古地磁测试研究的结果, 与长江流域其他地区的第四纪底界的资料对比, 基本一致。因此, 将大排岭砾石层的底界定为区内第四系下限是适宜的。

#### (2) 更新世孢粉带

第 1—11 为更新世孢粉带, 反映有 4 个冷期、3 个暖期。即从大排岭冰期来临算起, 共有 4 次冰期, 即: ① 大排岭冰期, 经古地磁测试研究, 距今 $2.5\text{ Ma}$ ; ② 鄱阳冰期, 距今 $1.6-1.8\text{ Ma}$ ; ③ 大姑冰期, 距今 $0.9-1.1\text{ Ma}$ ; 庐山冰期, 距今 $0.2-0.4\text{ Ma}$ 。区内冷暖交替的气候变化规律是清楚的, 从孢粉分析的角度看, 庐山地区的冰期、间冰期气候是存在的。

表 7-7

庐山地区 3 Ma 以来的孢粉带序列

地层时代		冰期划分	孢粉带	剖面名称	距今年龄 (Ma)
全新世	Q <sub>3</sub>	冰后期	14. 以松为主的针阔叶混交林	芦林盆地	0.012
	Q <sub>2</sub>		13. 常绿阔叶落叶阔叶混交林		
	Q <sub>1</sub>		12. 以松为主的针阔叶混交林		
更新世	Q <sub>3</sub>	芦林冰期(?)	11. 稀树-草原或森林-草原	裁缝岭、金氏山庄	0.2
		芦林-庐山间冰期			
		庐山冰期	10. 以松为主的针叶林或以松为主的针叶林-草原	大校场、裁缝岭	0.4
	Q <sub>2</sub>	大姑-庐山间冰期	9. 以松为主的针阔叶混交林或以松为主的针阔叶混交林-草原	金氏山庄、浆粕厂	0.9
		大姑冰期	8. 以松为主的针阔叶林或孢粉贫乏带	羊角岭、金氏山庄	1.1
	Q <sub>1</sub>	鄱阳-大姑冰期	7. 针阔叶混交林	白石嘴	1.5
		鄱阳冰期	6. 森林-草原	金锭山、长岭头	1.8
			5. 以松为主的针阔叶混交林		
		大排岭-鄱阳间冰期	4. 孢粉贫乏带	ZK <sub>503</sub> 孔	2.5
	大排岭冰期	3. 以阔叶林为主的针阔叶混交林 2. 森林-草原 1. 以松为主的针阔叶混交林	大排岭	3.0	

## 第二节 高价铁与低价铁的比值研究

利用第四纪沉积物中高价铁与低价铁的比值在地层中的变化关系,探讨古气候的演化有一定意义。地层中铁元素的变化是反映气候变化最为敏感的元素之一。高价铁( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )含量越高,地层的色调越红,反映的气候越湿热;相反,氧化亚铁( $\text{FeO}$ )含量高,地层色调呈黄色,气候偏干凉。基于这一认识和看法,铁元素氧化物的集中和分散在很大程度上反映了古气候的演化史。因此,系统地研究庐山地区第四纪地层中高铁与低铁的相互关系,并运用它们的比值变化规律来推算第四纪时期古温度的变化,从而为恢复和重建古气候格局提供有价值的资料是可行的。

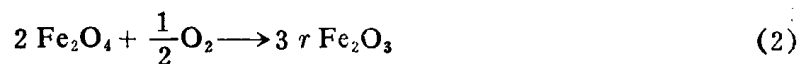
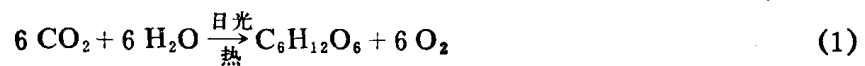
### 1. 基本依据及数据的获得

对庐山第四纪沉积物的矿物组分研究表明:第四纪沉积物的物质,来源于庐山的基岩地区。第四纪沉积物中磁铁矿和赤铁矿占有相当的比重(表 7-8),化学组分分析(表 7-8)也说明, $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 也占有一定数量。磁铁矿、赤铁矿在表生作用下的变异过程与气候条件有着密切的关系。磁铁矿( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )的氧化强弱取决于表生作用下的大气游离氧的浓度,游离氧的多寡又受到生物活动(特别是植物的繁衍和兴衰)和日光能的影响。当气候炎热湿润时,空气中的游离氧增高, $\text{Fe}_3\text{O}_4$ 就向 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 方向转化,其反应式如下:

表 7-8

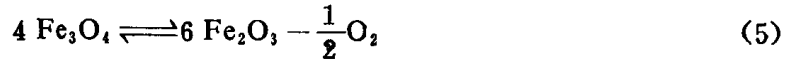
庐山第四纪地层中的重矿物组分

地层时代	冰期划分	样品编号	重矿物组分 (%)										
			锆石	金红石	电气石	赤铁矿	磁铁矿	榍石	锐钛矿	钛磁铁矿	石榴石	其他	
晚更新世		d-3	9.70	0.18	—	0.59	11.76	7.05	—	67.06	—	3.66	
	庐山冰期	d-2	8.57	—	4.00	—	5.71	1.71	—	78.57	—	1.44	
		d-1	5.55	0.07	0.92	4.69	—	1.48	—	83.88	—	3.41	
中更新世	大姑-庐山间冰期	Y-1	14.00	12.40	2.80	1.80	12.00	12.00	—	36.00	2.80	6.20	
		Y-2	16.13	8.86	12.72	3.18	6.82	2.95	—	38.18	9.15	2.01	
		Y-3	8.95	3.73	2.98	17.91	14.18	5.22	—	35.82	2.98	8.23	
		Y-4	13.33	2.96	6.29	0.37	7.41	10.37	—	31.48	25.18	2.16	
		Y-5	11.92	3.85	—	3.46	—	8.07	—	32.69	21.92	18.19	
		Y-6	22.94	3.53	2.94	12.94	—	7.09	—	38.82	6.47	5.27	
		Y-7	18.00	8.00	—	3.00	—	8.00	—	51.00	3.00	9.00	
		Y-8	21.52	5.76	2.73	—	3.03	9.97	1.18	40.30	8.49	7.02	
		Y-9	11.43	6.86	—	7.71	—	2.29	1.14	15.00	11.43	9.14	
	大姑冰期	Y-10	6.36	2.12	0.30	3.64	54.55	0.30	—	29.09	0.30	3.34	
		Y-12	4.87	0.96	4.40	4.39	—	2.93	—	58.54	9.02	14.89	
		ZK <sub>503</sub> -12	7.77	1.11	3.33	13.33	11.11	11.11	—	43.33	6.66	2.25	
	早更新世	鄱阳-大姑间冰期	ZK <sub>503</sub> -11	1.51	0.17	1.28	0.84	83.80	1.68	—	6.42	5.14	—
			ZK <sub>503</sub> -10	1.91	0.32	3.33	3.33	25.40	3.81	—	37.46	23.80	0.64
		鄱阳冰期	ZK <sub>503</sub> -9	3.66	0.20	1.06	1.06	73.98	0.46	—	15.37	4.39	—
ZK <sub>503</sub> -8			11.36	0.23	2.73	19.09	22.73	9.09	1.40	32.73	0.23	0.41	
大排-鄱阳间冰期		ZK <sub>503</sub> -7	5.88	1.76	—	45.88	11.76	7.65	0.88	17.65	7.06	1.48	
		ZK <sub>503</sub> -6	6.92	2.31	0.65	46.15	11.54	10.38	—	13.07	3.27	2.52	
		ZK <sub>503</sub> -5	4.57	0.65	—	40.65	13.04	7.13	0.13	29.57	3.70	0.56	
		ZK <sub>503</sub> -4	3.87	0.09	0.78	39.24	13.04	2.42	4.84	27.42	3.87	2.01	
		ZK <sub>503</sub> -3	6.25	0.50	3.13	18.75	25.00	4.38	0.13	31.25	6.25	3.73	
		ZK <sub>503</sub> -2	9.17	0.17	3.06	18.33	22.22	5.00	0.83	33.61	6.11	0.67	
		ZK <sub>503</sub> -1	4.03	—	—	72.34	0.75	1.34	0.45	9.03	4.45	4.92	
大排冰期		D-2	9.35	—	37.40	—	—	15.06	—	21.81	0.52	15.86	
		D-1	10.36	—	23.27	—	—	29.27	—	29.09	0.54	7.47	



相反, 在还原环境下,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  又还原为  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , 其反应式如下:





因此，利用二价铁和三价铁的相互变化关系，来判断和推测古气候的变化是可能的。但是需要指出的是，在某一气候条件下沉积的堆积物中，其三价铁与二价铁的比值，必然要受到后期气候多次变更的影响，即使是在同一气候条件下，沉积于不同地貌部位的沉积物中的三价铁与二价铁的比值也会有所不同。例如山麓或湖泊中的沉积物就有其差异。这是因为，沉积物所处的环境有较大的差别，三价铁与二价铁的比值必然受到氧化或还原作用的不同影响。第四系沉积物由于经历了不同时期和阶段，加之不同时期气候的多次波动，造成多次的地球化学作用的叠加。因此，从第四纪各个时期沉积物中所得到的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{FeO}$  的数值，要比沉积时的真实数据要高很多，由  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  推算出的古温度值往往偏高，尽管如此，它仍可相对地显示古温度的变化过程及变化幅度。

## 2. 古温度值的推算

某一地区现今年平均气温，总是在第四纪时期最冷和最热的气候之间<sup>[94]</sup>。沉积物的赤铁矿的矿化度，一般来说与气候的冷暖变化呈线性关系，即赤铁矿的矿化程度越高，则反映的气候越加炎热湿润；相反，赤铁矿的矿化程度越低，则反映气候干燥和凉爽。地层中各测点的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的平均值大致或接近现今年平均气温值。将第四纪地层中各测点的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的值求出，然后，再求出地层中的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  平均值。最后，将各测点所求得的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的值与地层中的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  平均值相比较，小于其平均值的测点则表明此点形成时的年平均气温比现代年平均气温要低，即比现今气候偏冷；相反，则反映该测点沉积时的年平均气温比现今年平均气温偏高，即比现今气候偏暖。推算公式如下<sup>[94]</sup>：

$$t = T + \frac{TM}{m}$$

式中， $t$ ：推算古温度值； $T$ ：某地区的现今年平均气温； $M$ ：某样品  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  与平均值之差； $m$ ：各样品的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的平均值。

运用此公式，可求出庐山第四系地层中各测点的古温度值(表 7-9、图 7-3)。

从表 7-9、图 7-3 所展示，在一定程度上反映了古气候的演化。利用  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的相互关系来推测古温度，前人是通过钻孔对第四纪沉积较为连续的地层进行取样而获得的<sup>[94]</sup>。对庐山第四系地层的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值的研究，依据地层的新老关系，运用钻孔和自然剖面进行了取样测试工作。从理论上说，钻孔和自然剖面的沉积物所受沉积后的自然环境的影响(即氧化、还原作用)是不尽相同的，相对说来，埋藏较深的沉积是相对“封闭”的环境，而暴露地表的自然剖面则为相对“开放”的环境，对不同环境下所求得的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的比值变化规律应有较大差异；但是，从庐山地区的钻孔、自然剖面的研究成果来看，其总体规律及变化趋势则与前人的研究成果有极其相似的规律。当然，沉积物沉积之后，曾经历数万年乃至上百万年的风化作用过程以及多次气候的波动变化，对所处不同地貌部位的沉积物的地球化学过程， $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值的大小均有着不同程度的影响。现在我们所求得的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比值的数值并不完全代表沉积物沉积时的数值，但是，从相对意义上说它仍能在相当程度上反映其气候环境。

庐山地区自早更新世至晚更新世以来，依据  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  的比值关系推算的古温度变化趋势，以及前述有关沉积物的特征所反映的气候冷暖多次的变化，其结果基本相似。冰期时，

表 7-9

庐山地区第四纪地层各测点的古温度值

地层时代	冰期划分	样品编号	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$	正值	负值	推算温度值 (°C)	推算温度平均值 (°C)	
晚更新世	庐山冰期	d-2	5.83	0.51	11.43		-9.514	9.278	7.846	
		d-1	4.20	0.53	7.92		-13.044	6.413		
中更新世	大姑-庐山间冰期	Y-2	5.98	0.18	33.22	12.276		26.964	28.52	
		Y-3	6.05	0.16	37.81	16.866		30.69		
		Y-4	5.33	0.14	38.07	17.126		30.896		
		Y-5	6.23	0.19	32.79	11.846		26.615		
		Y-6	5.93	0.18	32.94	11.996		26.737		
		Y-7	4.92	0.16	30.75	9.806		24.959		
		Y-9	6.46	0.16	40.38	19.436		32.776		
	大姑冰期	B-2	4.23	0.40	10.58		-10.364	8.588	7.549	
		B-1	5.58	0.42	13.29		-7.654	10.787		
		ZK <sub>503</sub> -12	3.83	0.95	4.03		-16.914	3.271		
	鄱阳-大姑间冰期	ZK <sub>503</sub> -11	6.91	0.23	30.04	9.096		24.383	15.398	
		ZK <sub>503</sub> -10	6.08	0.77	7.90		-13.044	6.412		
	鄱阳冰期	ZK <sub>503</sub> -9	5.69	0.90	6.32		-14.624	5.13	13.35	
		ZK <sub>503</sub> -8	6.11	0.23	26.57	5.62		21.567		
早更新世	大排-鄱阳间冰期	ZK <sub>503</sub> -7	6.32	0.24	26.33	5.386		21.367	16.848	
		ZK <sub>503</sub> -6	5.56	0.14	39.71	18.766		32.332		
		ZK <sub>503</sub> -5	3.50	0.58	6.03		-14.914	4.89		
		ZK <sub>503</sub> -4	5.06	0.32	15.81		-5.134	12.833		
		ZK <sub>503</sub> -3	4.92	0.35	14.06		-6.884	11.412		
		ZK <sub>503</sub> -2	4.26	0.71	6.00		-14.944	4.87		
	大排冰期	ZK <sub>503</sub> -1	5.96	0.16	37.25	16.306		30.235	5.837	
		D-2	2.57	0.42	6.12		-14.824	4.968		
			D-1	3.47	0.42	8.26		-12.684	6.705	

庐山第四纪沉积物所反映的古温度值明显下降；间冰期时，沉积物所反映的古温度值明显升高。除个别测点外，冰期时其年平均气温大约在 3.27—10.78 °C，比现代庐山山麓年平均气温 17°C 要低约 7—14°C。如果再考虑到气候垂直分带性的变化，按海拔每升高 100 m 温度值下降 0.5—0.6 °C 计算，那么，冰期时庐山山顶（不考虑庐山的上升量）的年平均气温仅有 0—7 °C。如用现代庐山山顶现代年平均气温仅约 11°C 相比较其温度则更低。如果再扣除沉积物后期湿热风化作用对沉积物中 Fe<sup>3+</sup> 和 Fe<sup>2+</sup> 的多次叠加作用的影响，那么，冰期时庐山地区年平均气温还更低。显然，第四纪时期，庐山只要有足够的降水，完全有条件发育冰川。不难看出，庐山地区无论从宏观特征看，还是沉积物的特征所发现的冰川遗迹，以及 Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> 比值关系的研究证明，庐山第四纪时期曾经历过多次的气候波动，即冰期、间冰期的气候变化模式。

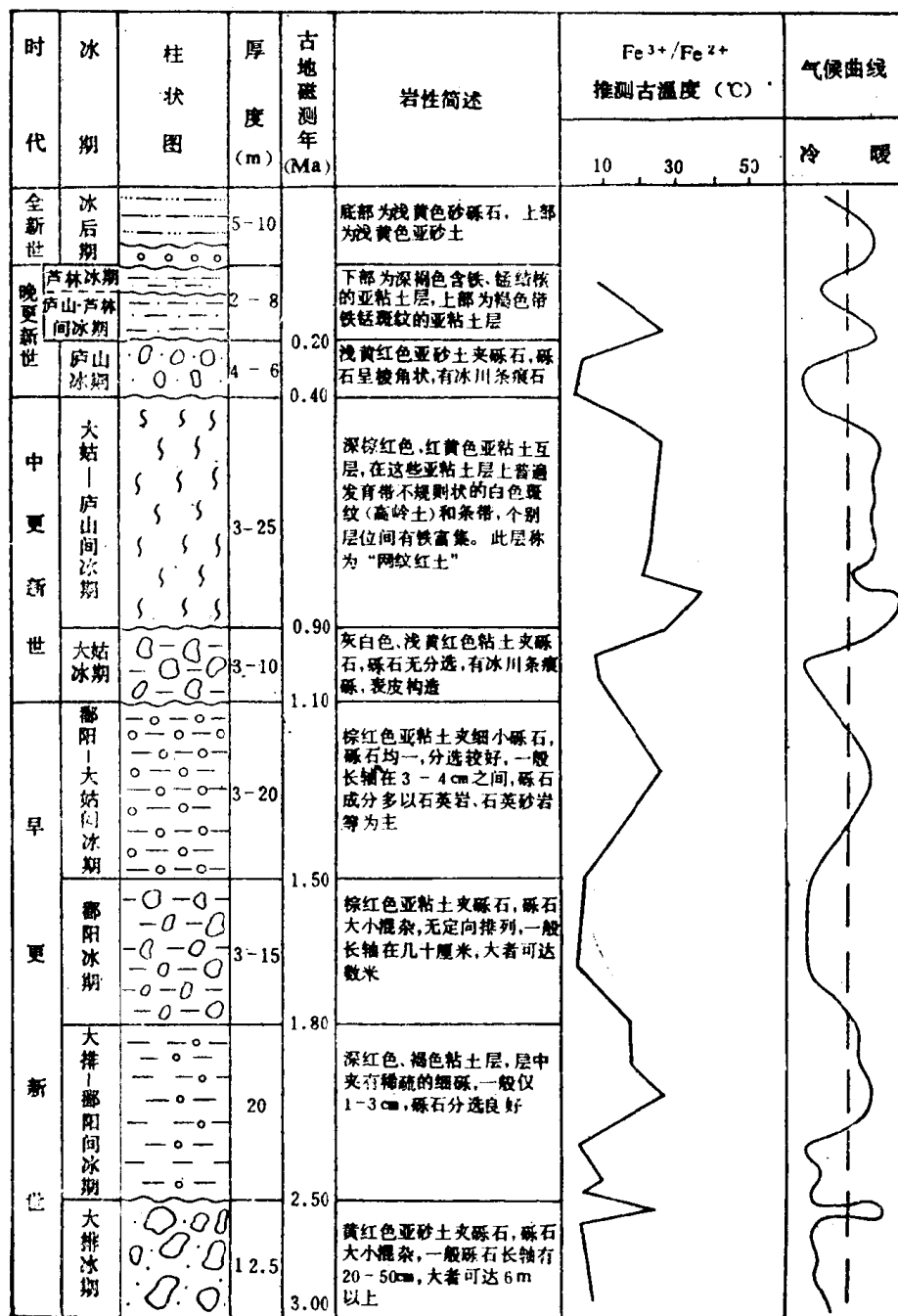


图 7-3 庐山第四纪地层古温度变化

### 第三节 第四纪地层的氧同位素记录

通过对深海沉积物的研究，对第四纪气候变迁的历史有了更深入的了解和认识。根据伊米拉尼 (E. miliani)<sup>[95]</sup>、萨克里托 (Shackleton)<sup>[96]</sup> 和库克拉 (Kukla)<sup>[97]</sup> 的研究，利用海洋沉积物的氧同位素把最近二百万年来第四纪沉积从新到老划分 41 个阶段，以奇数阶段代表温暖期，以偶数阶段代表寒冷期，以相邻的两个（或 4 个）阶段代表一个冰川旋回。

将陆相地层与海洋沉积物进行对比是当前国际第四纪研究中一项尚未能解决的重要课题。通过近年来钻探的揭示,庐山地区第四纪地层的总厚度可超过 100 m,这是一项极为宝贵的资料。通过对庐山地区第四纪地层的多学科的研究表明,第四纪时期庐山地区曾经历过多次的冷暖气候的波动变化。为了更好地把这一地区第四纪地层与海洋沉积物进行对比研究,从另外一个方面了解庐山第四纪古气候的演化,试用氧同位素( $\delta^{18}\text{O}$ )在地层中的变化规律来探讨这一地区第四纪气候的变化是一件有意义的试验性工作。

通过前人的研究发现<sup>[98]</sup>,利用氧同位素的比值( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ),以及深海沉积物中碳酸盐溶解量的定量分析发现:冰期海水的蒸发,含有大量 $^{16}\text{O}$ 的海水成为冰川凝固在陆地上,使海水中的 $^{18}\text{O}$ 浓度增加;间冰期时其情形完全与冰期时相反, $^{16}\text{O}$ 的浓度则相应提高,也就是说,冰期时,海洋沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值较大,换算成水温其温度值较低;相反,间冰期时,海洋沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的值相对较小,换算成水温时其温度值相对提高。那么,在海洋中是如此,在陆地上又如何呢?海洋中环境和陆地上环境是截然不同的,陆地上必然是另一种情况,即冰期时陆地上的沉积物中 $^{16}\text{O}$ 的浓度相对增高, $\delta^{18}\text{O}$ 的值相对较小,间冰期时则完全相反。

利用这一原理,对陆地上第四纪沉积物成生时的古气候变化的研究成为可能。氧同位素的组成通常可用 $\delta^{18}\text{O}$ ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ )来表示,一般是测出两个样品的氧同位素存在的差,以标准的海水作为标准试样,以标准试样与实验样品之间存在之比的差,用 $\delta^{18}\text{O}$ 来表示,即:

$$\delta_x = \frac{R_x - R_s + d}{R_s + d} \times 1000\% \quad [99]$$

式中, $\delta_x$ :试样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; $R_x$ :样品的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 之比; $R_s + d$ :标准试样的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 之比。

### 1. 试样的采集及测试

试样的采集主要依据以下几条原则:第一,依据本区第四纪地层的新老关系,以岩性地层层位采样;第二,尽量选择第四纪地层出露较完整,关系清楚及沉积厚度大的钻孔、剖面、系统地进行采样,共采集样品 41 个;第三,由于该地区地层中碳酸盐(钙结核、生物遗骸)含量很低,选用硅酸盐矿物做全岩样的测试和分析。样品由北京大学地质系、地矿部宜昌矿产所同位素实验室测试,其测试结果列于表 7-10 之中。

从表 7-10 所列的 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值可以看出,冰期时 $\delta^{18}\text{O}$ 的值相对低于间冰期时期(除鄱阳-大姑间冰期外)的沉积物,这是一个极为引人瞩目的事实,由 $\delta^{18}\text{O}$ 提供的数据表明:庐山地区第四纪沉积物,在沉积时其古气候并不是完全相同的,反映当时有冷暖的气候波动。

### 2. 庐山第四纪地层氧同位素纪录的古气候意义

深海沉积物的氧同位素记录,作为第四纪地层划分,古气候演化以及地层对比研究的标尺被越来越多的研究者所认可和使用。我国有些学者把这一成果应用到黄土的研究之中,并取得了很好的成果<sup>[100]</sup>。但是,对于陆相地层与深海沉积层的对比研究、古气候的重建仍有很多问题尚待研究和解决。众所周知,深海沉积具有沉积厚度大、沉积连续性好等优势;而陆相沉积一般厚度小,连续性差,因此,对于为利用深海沉积氧同位素研究成果带来很大困难。然而,有一点是值得注意的,那就是,地球气候的冷暖交替的变更具有广泛性和全球性,一些气候变化大、影响范围大的气候变化事件会在全球的各个部分有所反映。例如深海沉积的氧同位素研究的公认标准钻孔 V<sub>28-238</sub>、V<sub>28-239</sub>所反映的几十个气候变化阶段,陆

表 7-10

庐山地区第四纪沉积物  $\delta^{18}\text{O}$  测定结果(‰)

地层时代	冰 期	样品编号	样 品 名 称	$\delta^{18}\text{O}$ (Smow)	$\delta^{18}\text{O}$ (平均值)
晚更新世		B-85-9 B-85-8 8-85-7 白 7	硅酸盐 (全岩) } 全岩 (硅酸盐)	+19.53 +17.55 +18.24 +15.74	+17.76
	庐 山 冰 期	B-85-6 B-85-5 白 6	全岩 (硅酸盐)	+19.92 +13.93 +16.55	+16.89
中更新世	大姑-庐山间冰期	B-85-4 B-85-3 白-5 B-85-2 白-4 B-85-1	全岩 (硅酸盐)	+17.14 +14.63 +19.25 +20.99 +15.66 +24.59	+19.02
	大 姑 冰 期	白-3 白-2 白-1	全岩 (硅酸盐)	+17.89 +19.47 +18.10	+18.48
早更新世	鄱阳-大姑间冰期	ZK <sub>503</sub> -23 ZK <sub>503</sub> -22 ZK <sub>503</sub> -21	全岩 (硅酸盐)	+14.70 +14.81 +15.90	+15.14
	鄱 阳 冰 期	ZK <sub>503</sub> -20 ZK <sub>503</sub> -19 ZK <sub>503</sub> -18 ZK <sub>503</sub> -17 ZK <sub>503</sub> -16 ZK <sub>503</sub> -15 ZK <sub>503</sub> -14 ZK <sub>503</sub> -13	全岩 (硅酸盐)	+21.83 +20.15 +21.02 +19.25 +18.28 +17.65 +18.63 +19.81	+19.57
	大排-鄱阳间冰期	ZK <sub>503</sub> -12 ZK <sub>503</sub> -11 ZK <sub>503</sub> -10 ZK <sub>503</sub> -9 ZK <sub>503</sub> -8 ZK <sub>503</sub> -7 ZK <sub>503</sub> -6 ZK <sub>503</sub> -5 ZK <sub>503</sub> -4 ZK <sub>503</sub> -3 ZK <sub>503</sub> -2 ZK <sub>503</sub> -1	全岩 (硅酸盐)	+18.28 +18.03 +19.41 +19.68 +19.06 +22.67 +23.85 +21.81 +19.17 +18.49 +21.85 +15.58	+19.82
	大 排 冰 期	大排-2 大排-1	全岩 (硅酸盐)	+12.98 +15.91	



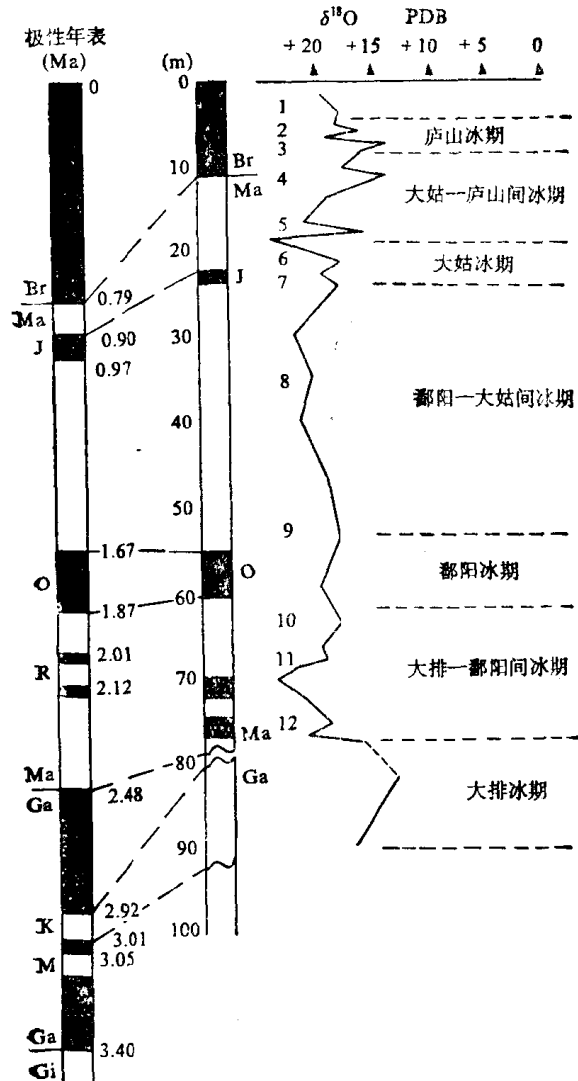


图 7-4 庐山第四纪地层  $\delta^{18}\text{O}$  变化曲线

相地层确切相当于那个阶段，除了有确切的年代学数据的地层外，是难以对比的。在此，我们就庐山第四纪沉积物所获得的氧同位素资料可以看到第四纪以来有 4 次气候明显变冷的阶段(图 7-4)。

从表 7-10、图 7-4 所展示的数据及曲线，可以得到这样几点认识。

(1) 庐山第四纪沉积物氧同位素纪录，反映冰期与间冰期的变化。冰期时沉积物的  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值普遍偏小。含有大量  $^{16}\text{O}$  的冰在陆上固结，此时海水中  $^{18}\text{O}$  含量增高，其  $\delta^{18}\text{O}$  值增高；陆上沉积物的  $\delta^{18}\text{O}$  则变小。间冰期时，其海、陆沉积物的  $\delta^{18}\text{O}$  值则相反。从测试结果反映了气候波动的完全一致性。

(2) 依据深海沉积物从高斯正向极性世的奥尔都维事件以来，划分了 41 个阶段，分出 20 个寒冷时期。依据庐山第四纪沉积物的氧同位素记录也可看到多次的曲线变化，但结合前些章节提供的沉积物的特征、地球化学各种参数的相关变化、矿物(重矿物、粘土矿物)组合、电镜扫描、沉积物的微观构造、生物的演化等多方面的资料，同时考虑庐山第四纪沉积物  $\delta^{18}\text{O}$  平均值的变化，确认庐山第四纪时期有明显 4 次冰期和相应的间冰期气候和冰后期的变化。

## 第八章 庐山地区的磁性地层及冰期之年代

庐山地区第四纪地层分布广泛,成因类型复杂,岩相变化较大,连续沉积的厚度较薄,据钻孔揭露,已知最大厚度仅近 100 m 左右。

由于受冰川进退等各种地质因素作用,造成地层反复堆积与侵蚀破坏,现在很难找到一个连续完整的第四纪自然地层剖面,同时该地区又缺乏古生物和同位素年代的资料,致使区域地层划分和对比有较大困难。过去,主要是依据冰川遗迹、地貌发育状况和沉积物的岩性特征等,用区域地层对比的方法,对第四纪地层进行划分,一直缺少地层划分、对比的统一尺度和年代数据。李四光教授建立的庐山、大姑和鄱阳各冰期的年代,是与欧洲阿尔卑斯山区的滚兹、明德、里士等亚冰期对比分析后拟定的。庐山地区划分的冰期一直没有实测分析的年龄数据。

1983 年,我们首次对庐山地区第四纪进行了磁性地层研究,从磁性地层学的角度参与了第四纪地层的划分和区域性地层对比的讨论,为庐山地区第四纪地层的划分及其底界的厘定提供了一种区域性对比的统一尺度,并对庐山地区第四纪冰期、间冰期的相应年代首次给出了有关古地磁年代测试分析的数据。研究的结果,是令人满意的。

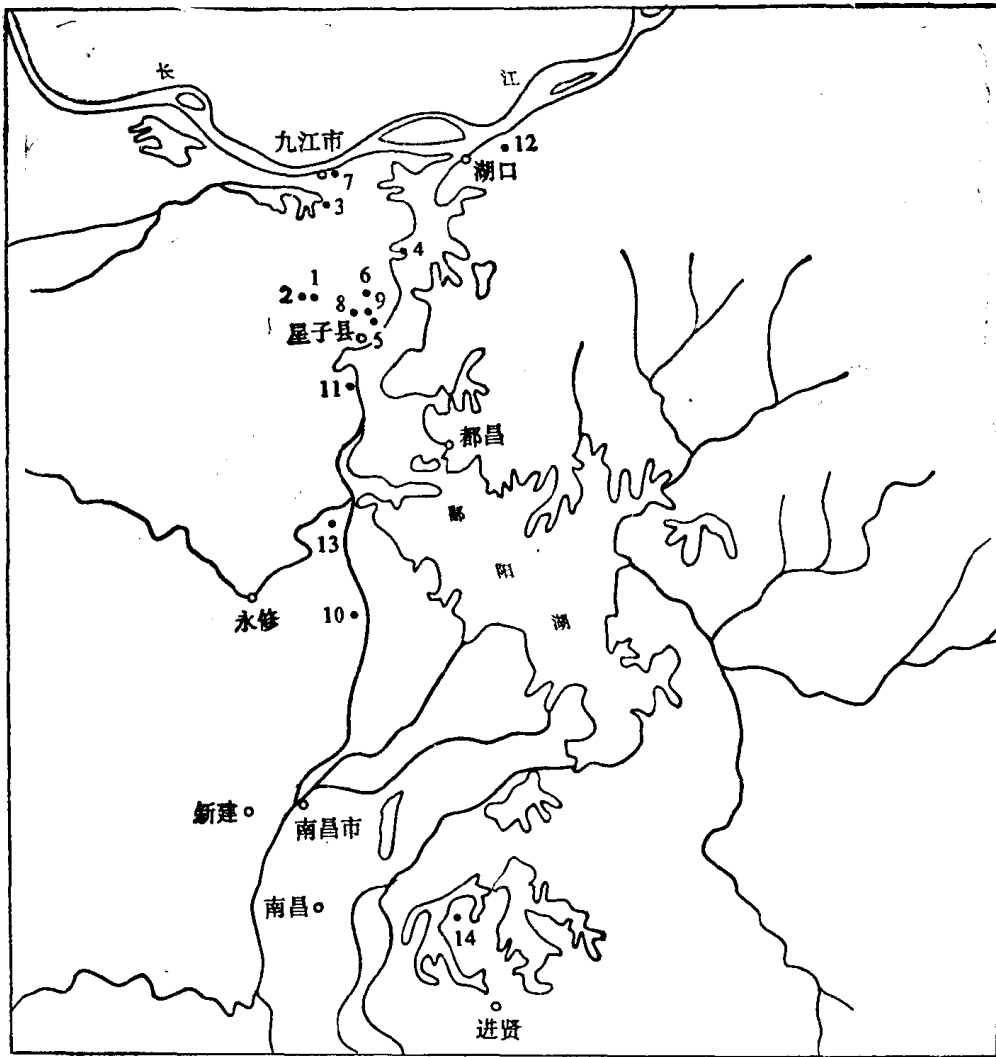
### 第一节 古地磁标本的采集、测试和样品的退磁

古地磁研究主要是在庐山地区一些第四纪地层发育较好,包含各相应冰期堆积物的典型地区,以及第四纪沉积物厚度较大的地区进行的。在庐山地区先后选取了 9 个主要自然地层剖面 and 钻孔地层剖面。它们是:大校场剖面、芦林剖面、金氏山庄剖面、浆粕厂白石嘴剖面、叶家垄剖面、金锭山剖面、锁江楼 ZK<sub>21-4</sub> 钻孔剖面、江家村 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面和江家村 ZK<sub>503'</sub> 钻孔剖面。另外,在鄱阳湖区还有 5 个辅助剖面即:星子县泊头村剖面、湖口县流泗许嘴廖剖面、永修县永丰农场剖面、新建县恒湖宫港 ZK<sub>102</sub> 钻孔剖面和进贤县前坊徐家山 ZK<sub>2-6(1)</sub> 钻孔剖面(图8-1)。

采样从 1983 年秋开始,前后主要进行了 3 次野外地质工作和采样。累积采集了古地磁标本 393 块,计约古地磁样品 1107 块。全部样品均为边长 2.54 cm 的立方体。样品为水平磁北标本,磁罗盘定向。

对第一次采集的金氏山庄剖面、浆粕厂白石嘴剖面、叶家垄剖面、大校场剖面、锁江楼钻孔剖面以及江家村 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面的古地磁样品,我们均进行了系统的逐步交变退磁处理。测量是在地质力学研究所古地磁实验站的无定向磁力仪上进行的。经过对测试数据资料的初步整理对比分析后,得出对各剖面地层相应磁极性带的初步划分及相互对比结果。之后,于 1984 年上半年对金氏山庄剖面、浆粕厂白石嘴剖面和大校场剖面中部分缺少古地磁标本的某些层段又进行了第二次重点采样。对这批样品,亦采用了与第一批样品同样的退磁处理方法。样品的测试亦为无定向磁力仪。

1984 年秋,为了正式提交成果,并进一步提高古地磁研究结果的精度,使各剖面的磁



1. 剖面位置及编号

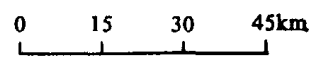


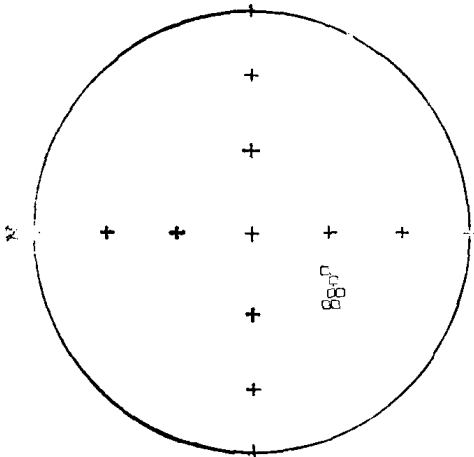
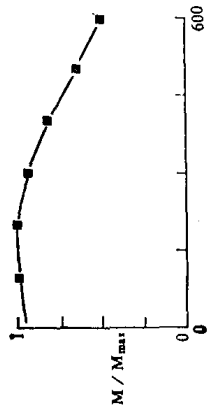
图 8-1 庐山及鄱阳湖区剖面位置分布简图

性地层的划分以及剖面间的横向对比结果更为可靠，我们再次去江西，对金氏山庄剖面、浆粕厂白石嘴剖面和大校场等关键剖面重新进行了加密采样，并在大校场附近的芦林湖盆地加采了芦林剖面。对具有重要对比意义的江家村 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面，因其部分层段的岩芯全为砂砾石，已经散碎，故又请江西水文地质大队特在原钻孔的东侧近旁重新钻取了一个 ZK<sub>503</sub>' 孔，进行了全钻孔剖面的采样工作。这期间，我们还曾先后在鄱阳湖区加采了 5 个自然地层和钻孔地层剖面的样品，在加密采样的同时，也扩大了采样的区域范围。

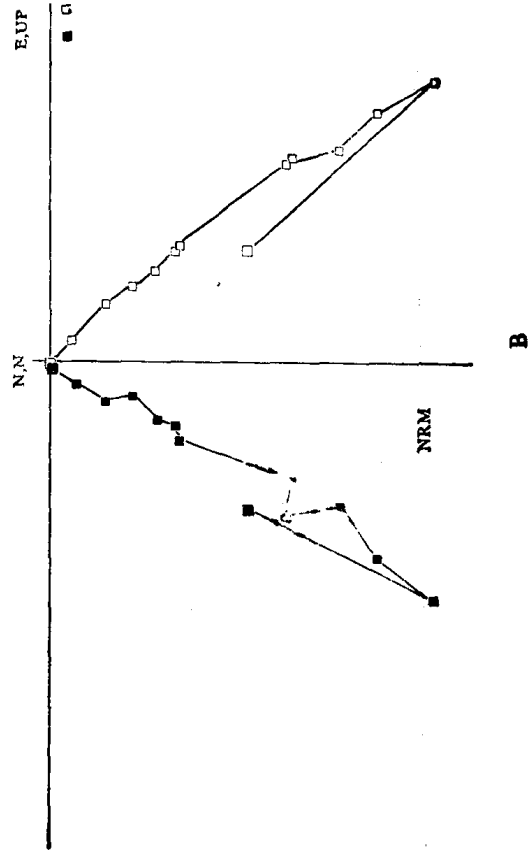
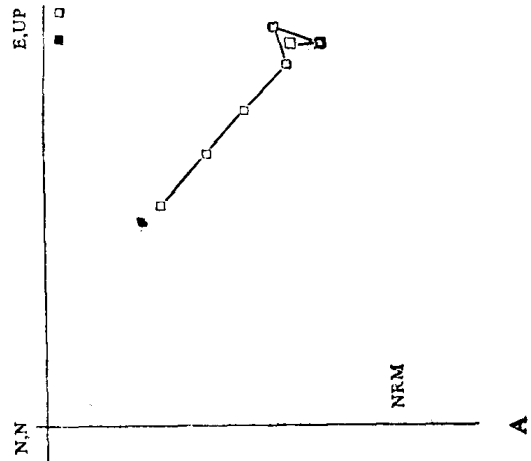
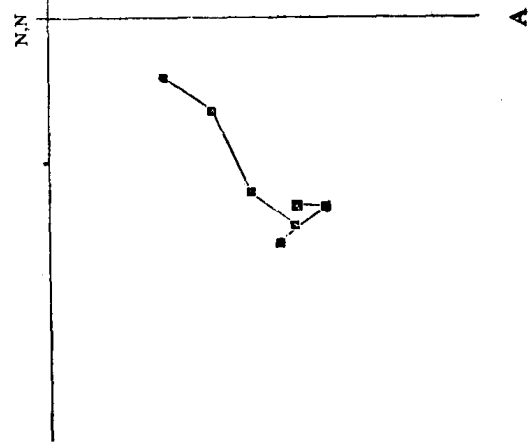
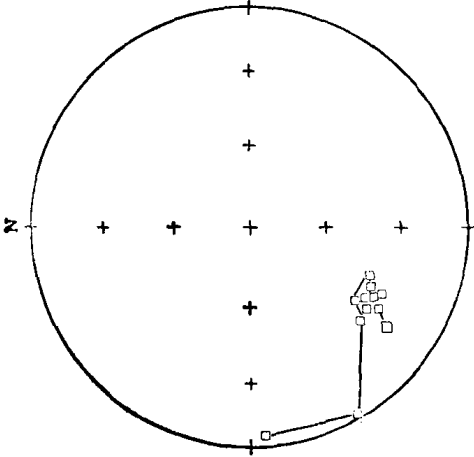
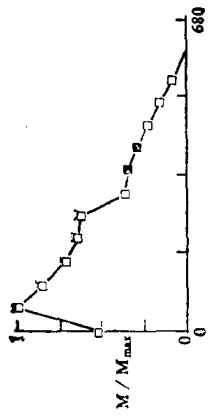
对最后这批样品则全部进行了 0—680°C 的 50°C 间隔的逐步系统热退磁。样品测量使用英国的 Digico 旋转磁力仪。全部实验测试过程均在无磁空间中进行。

前后所有测试用的样品的剩余磁化强度绝大部分在仪器的测量精度范围内。对各剖面有代表性的标本还分别用 PC-1500 计算机进行了样品退磁正交矢量投影和球面立体投影分析，

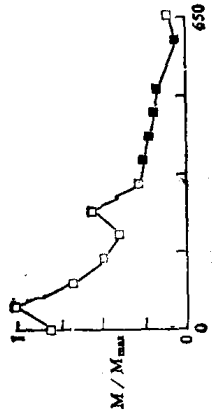
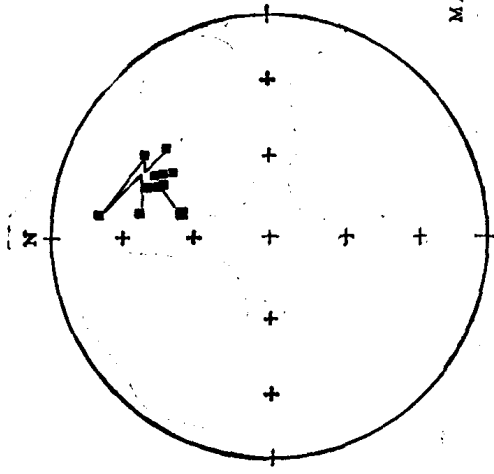
D-4-1



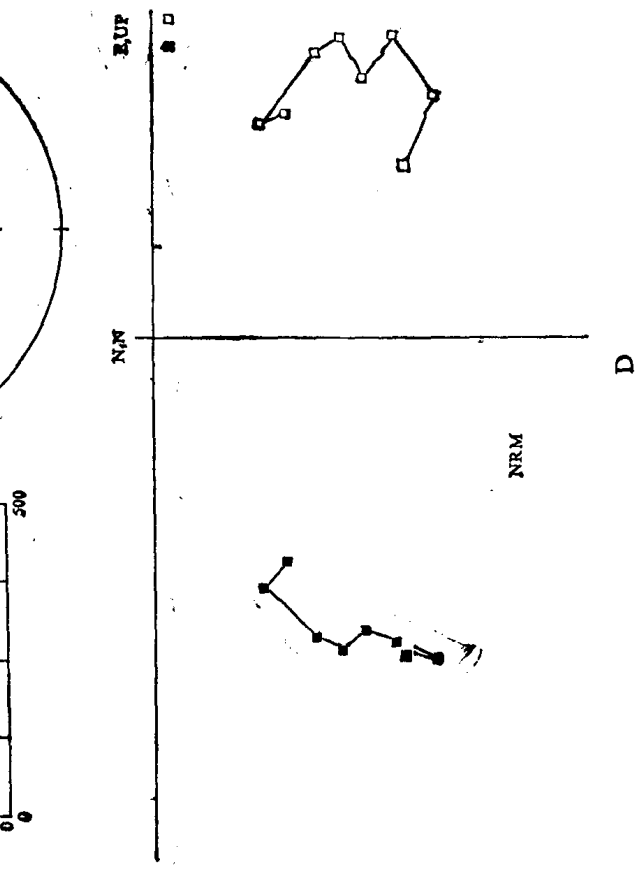
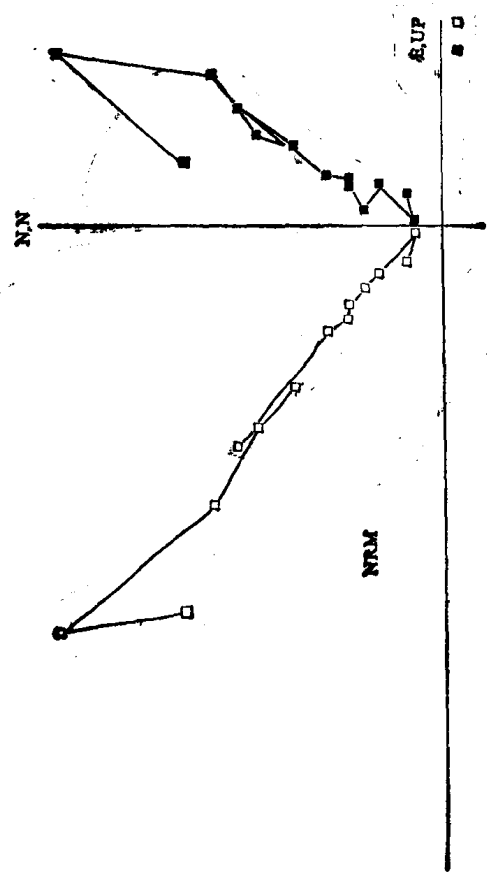
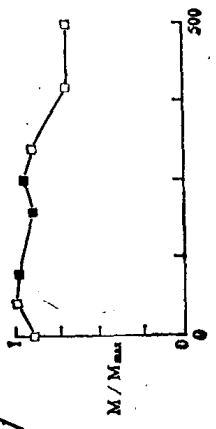
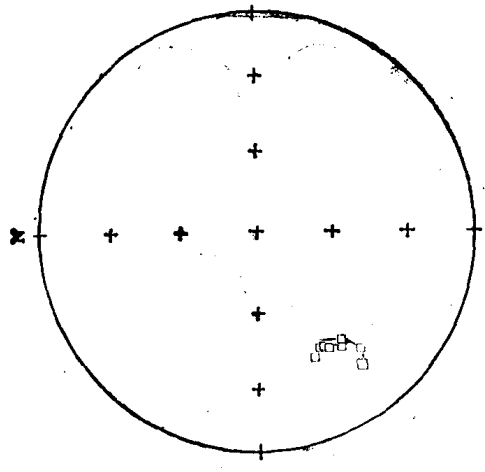
ZK 503'-4



ZK503-7



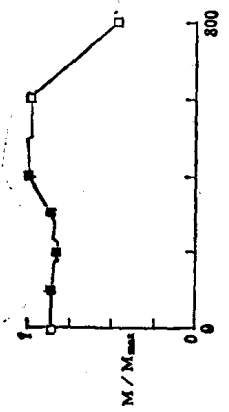
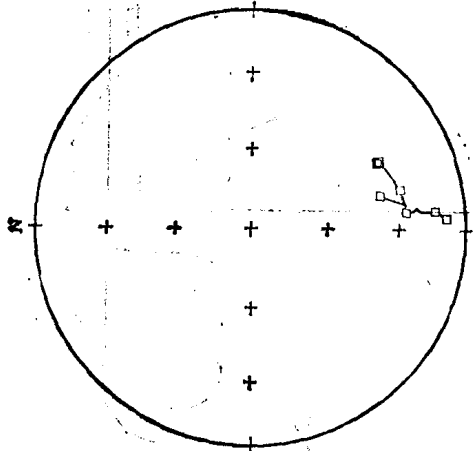
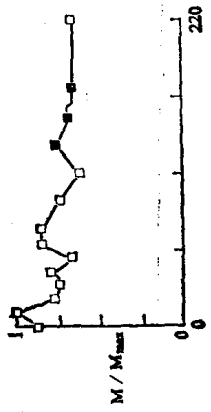
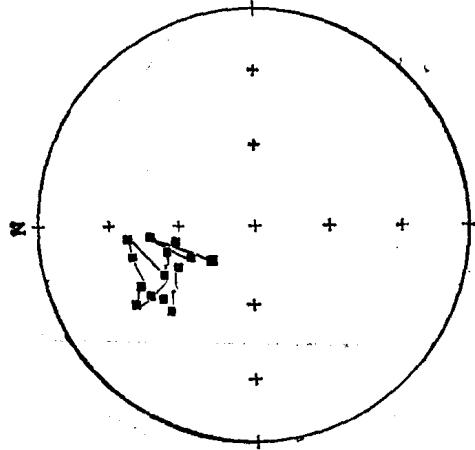
ZK52-3



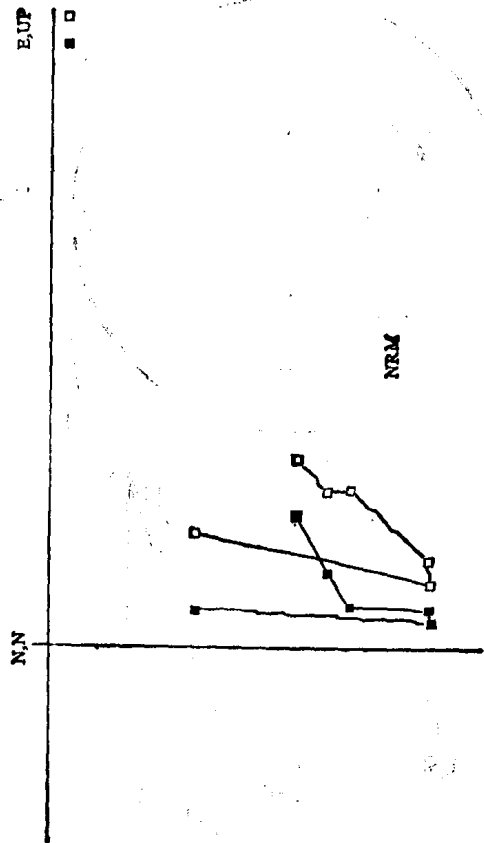
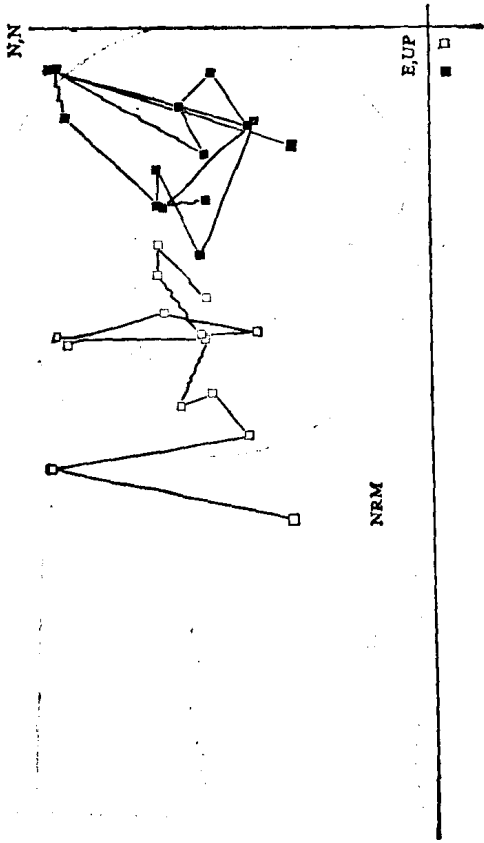
C

D

ZK503'-12

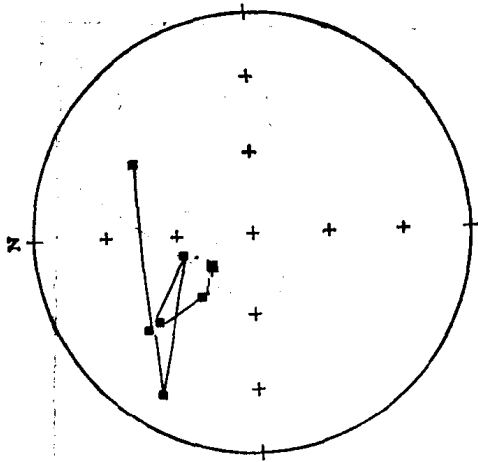


3-5-2

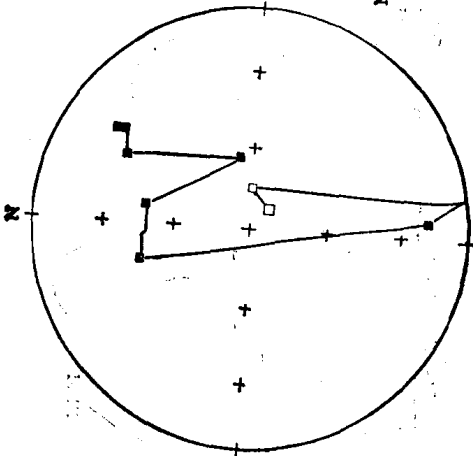
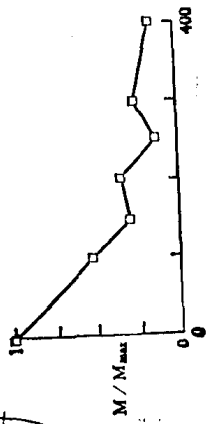


F

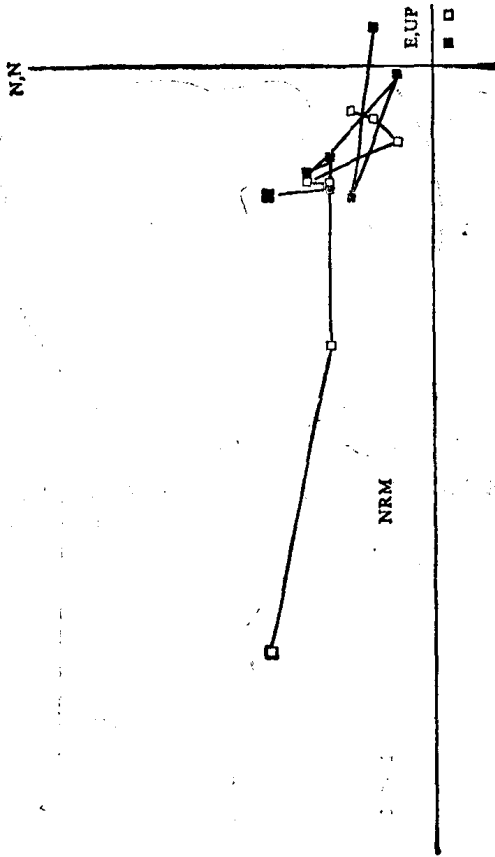
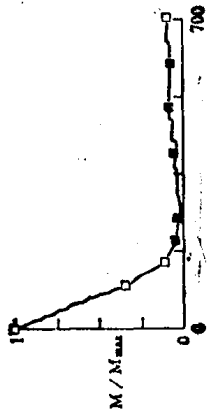
E



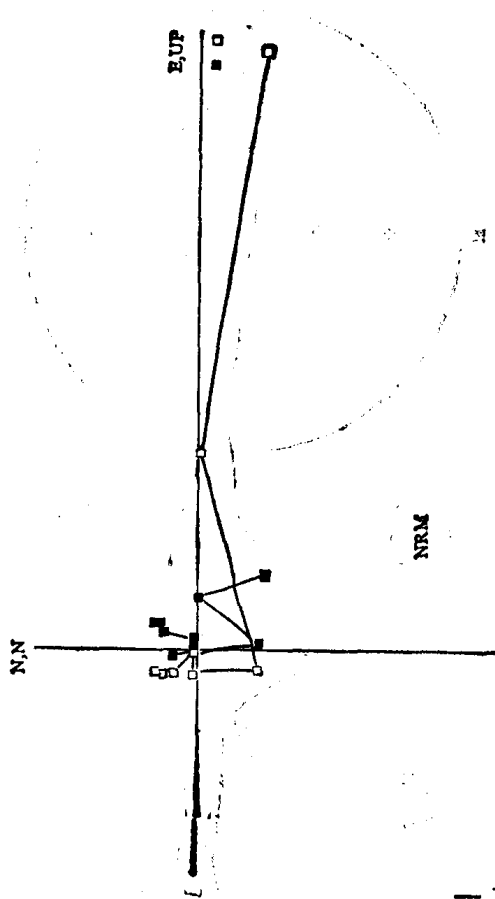
G-6



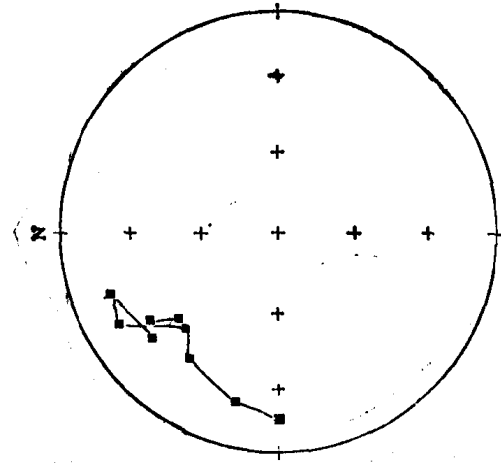
JH-18



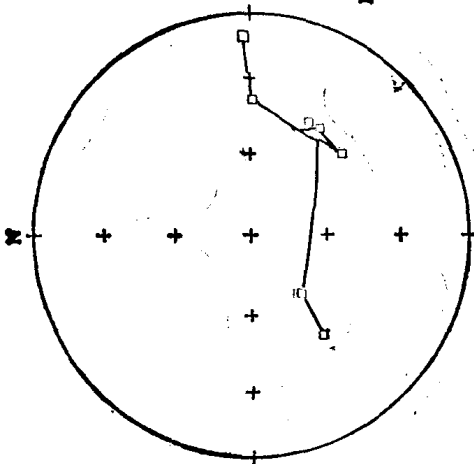
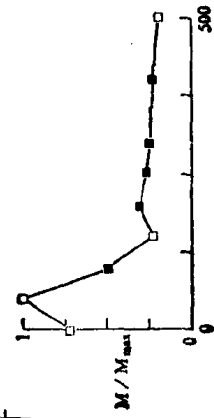
H



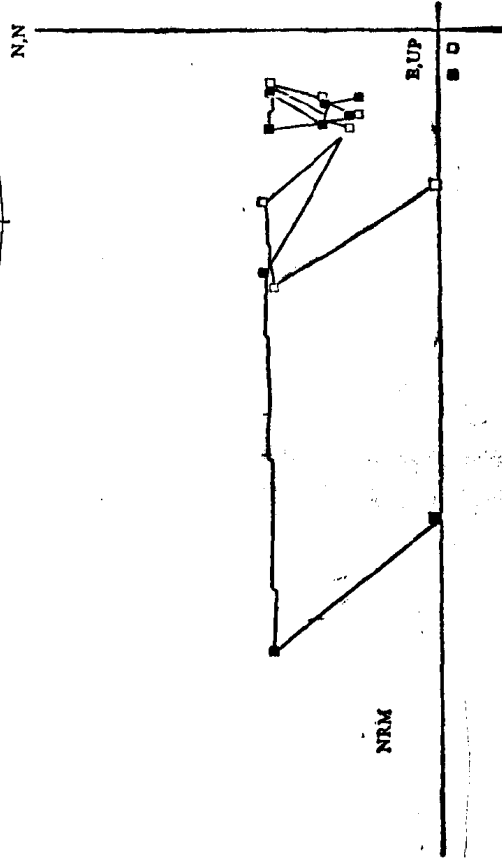
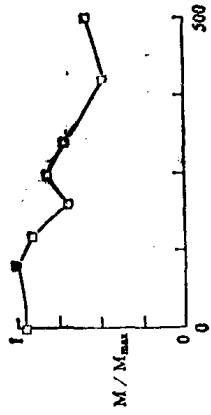
G



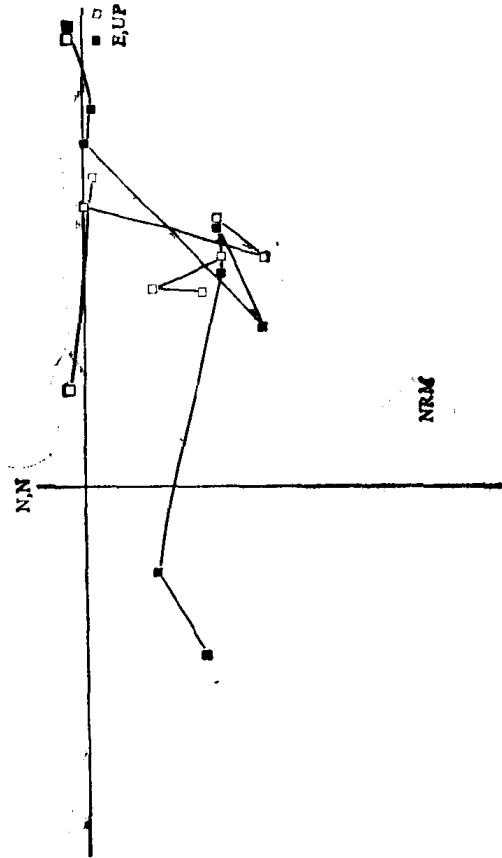
BSZ-1



BH-14



NRM



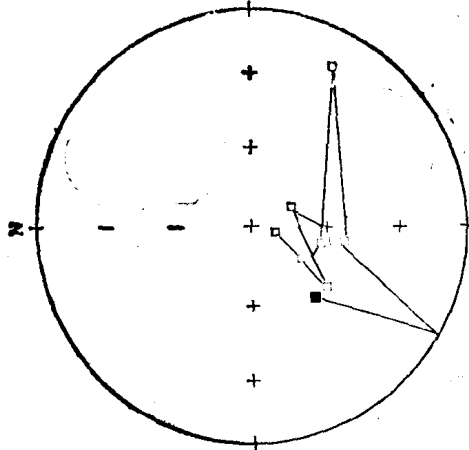
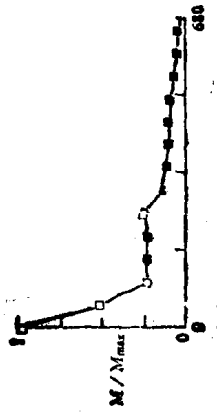
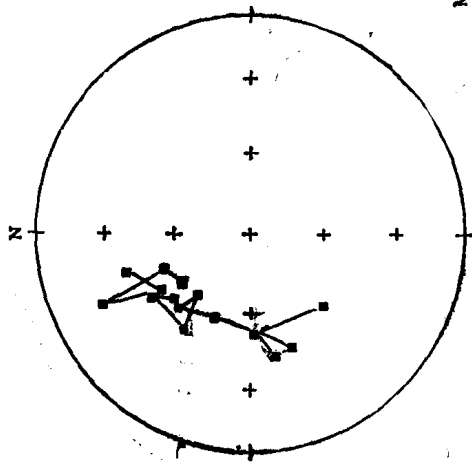
NRM

J

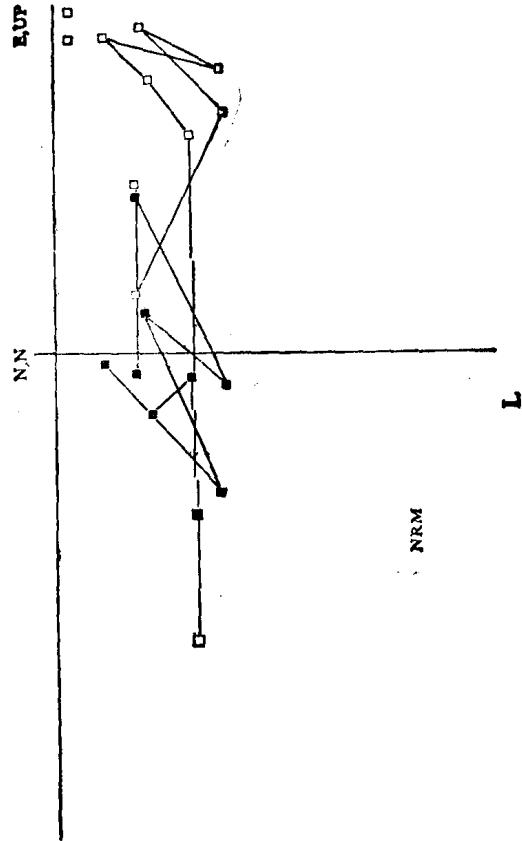
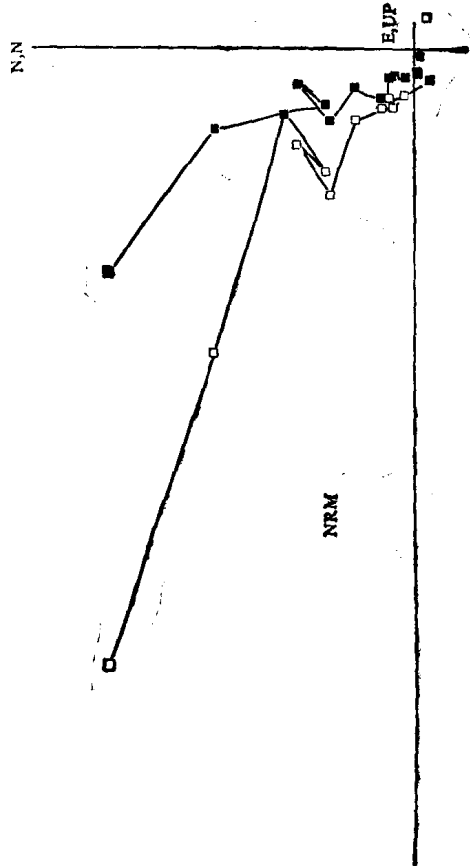
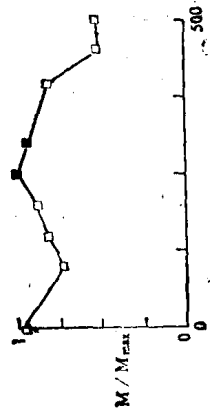
I



ZK503-16



LW-8



K

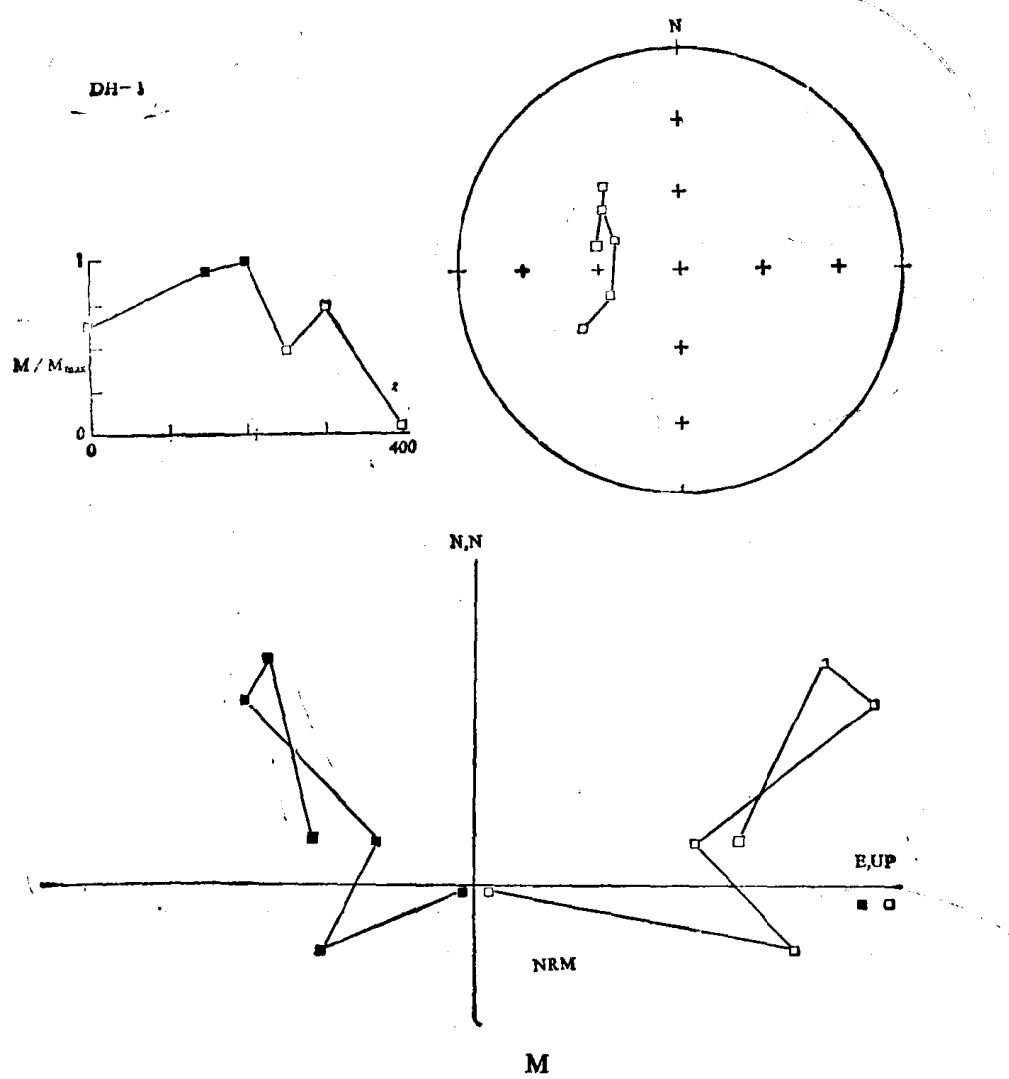


图 8-2 A—M 样品退磁强度曲线及剩余磁化方向的球面和正交矢量投影图  
 A、B、C、D、G、H、J、K、L、M 横坐标单位为 °C；I、E、F 横坐标单位为 mT

以确定其最佳退磁点的选择，分选出特征剩余磁化分量。

结果表明，大部分样品显示出，自样品获得原生剩余磁性以来，虽遭受后期次生磁化干扰的影响有大有小，但原生剩余磁性不但较为稳定，且占主要成分。在整个退磁过程中，基本上无正负极性的变化(图 8-2, A—G)。少部分样品随着退磁温度或交变退磁场强度的增加，起初剩磁方向变化很大，部分出现极性倒转，但在 10—20 mT 或 100—350 °C 以后，无论如何其极性总是可以肯定的(图 8-2, H—M)。根据样品的剩余磁化强度在退磁过程中的变化特征，选用各古地磁样品在 20—40 mT 或 100—300 °C 退磁后的剩余磁化强度作为其本征剩余磁化强度，并依据此分析数据绘制出了各剖面的磁性地层极性带。

各重点剖面三次采样的测试分析结果表明，各相应剖面不同序次采样的测试分析结果基本一致。不同部位和层段所反映出的极性带和极性亚带的变化特征相同，说明本研究结果是

比较确切和可信的。

## 第二节 测试分析结果

统观各剖面的古地磁测量结果，可以看出，各磁性地层剖面的磁极性带和亚带及其界限反映清楚。与 E. A. 曼金南和 G. B. 达林普尔(1979) 修正的 5 Ma 以来的地磁极性年表对比，得出的各剖面的磁性地层极性时带与依据岩石地层及气候地层所划分出的各主要地层界线具有相对一致的横向可比性。

### 1. 大校场剖面

剖面位于庐山大校场谷地谷口部位，其顶部海拔约 1000 m。剖面堆积物厚约 6 m。上部 0—0.4 m 为近代腐殖土及碎石；0.4—2.0 m 为黄褐色碎石粘土；2.0—3.5 m 是棕红色粘土砾石；3.5—6.0 m 为棕黄色粘土砾石层，最下部与震旦系南陀石英砂岩呈不整合接触。古地磁采样共进行了三次，累积采集 20 块标本，计 64 块样品。

三次采样测试结果一致(图 8-3, 图 8-4)。图 8-4 为三次测试的综合分析结果。其中 0—3.5 m 为正极性段，3.5—6.0 m 为负极性段。因剖面厚度不大，难于从其极性带的磁性特征判断该剖面的极性时的归属。根据这个剖面所处的地貌部位以及堆积物的风化程度判断，剖面地层相对较新，其层位似应在大姑冰期堆积物的层位之上。我们暂把它划归到布容正极性时带。这样，剖面中的负极性段则应为布容正极性带中的负极性亚带或极性偏移，剖面的堆积物的年代只能在 0.4 Ma 前之后。

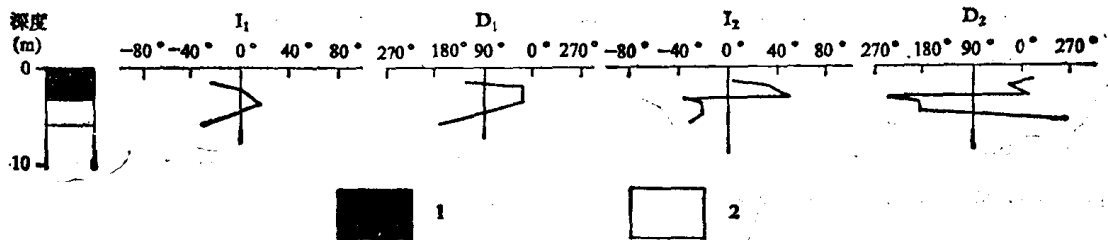


图 8-3 大校场磁性地层剖面  
1. 正极性；2. 反极性

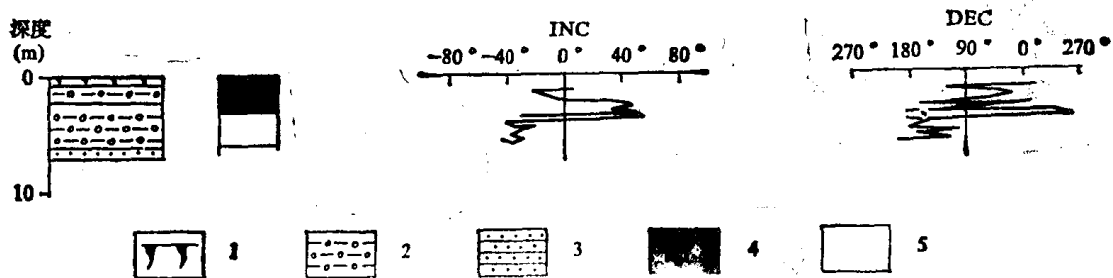


图 8-4 大校场地层剖面  
1. 腐殖土；2. 粘土砾石层；3. 砂；4. 正极性；5. 反极性

### 2. 芦林剖面

芦林剖面位于庐山芦林湖 SW 45° 200 m 处，海拔约 1000 m，剖面厚 4.5 m，采集标本

11 块，样品 21 块。

剖面 0—0.2 m 为地表土，0.2—4.5 m 为黄褐色砂砾石层，砾石上部稀少，层次不清。近顶部有网纹发育。与大校场剖面一样，古地磁测量表明，剖面磁性地层正负极性段交替出现（图 8-5）。仅依据古地磁结果亦很难判断其极性带的归属。参考岩石和气候地层的划分，似应也划分到布容正极性时带。那么，剖面上下部分出现的负极性带应看作布容极性带中的负极性亚带。冰川学者认为，大校场剖面 and 芦林剖面中的黄褐色砂砾石堆积为庐山冰期的遗迹，考虑到庐山地区其他剖面中布容正极性带中显现的负极性亚带或极性偏移所处的地层层位，以及网纹红土的沉积厚度，由剖面的磁性特征判断，推测两个剖面的磁性地层下限可能处于布容正极性时带中的琵琶湖负极性亚时带 III 附近。这样，庐山冰期的古地磁年代不超过 0.2—0.4 Ma。

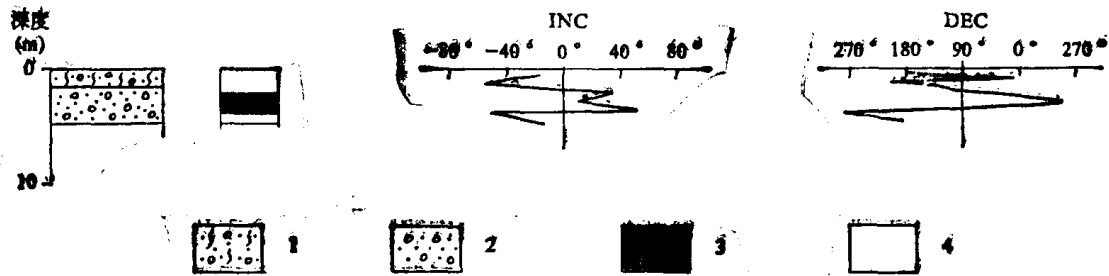


图 8-5 芦林地层剖面

1. 网纹化粘土砾石层；2. 砂砾石层；3. 正极性；4. 反极性

### 3. 金氏山庄剖面

剖面位于九江市南的十里铺，海拔高度约 40 m，剖面厚 21 m。自上 0—0.5 m 为近代腐殖土；0.5—3.7 m 为褐黄色含铁锰胶膜的亚粘土；3.7—14.9 m 为深棕红色网纹红土；14.9—17.9 m 为棕红色带网纹的粘土砾石层；17.9—21.0 m 为棕黄、棕红色砂及砂夹砾透镜体。该剖面前后进行了 3 次采样，共采集古地磁标本 46 块，计约样品 120 块。图 8-6 为前两次的测试分析结果。图 8-7 为 3 次采样的最后综合分析结果。

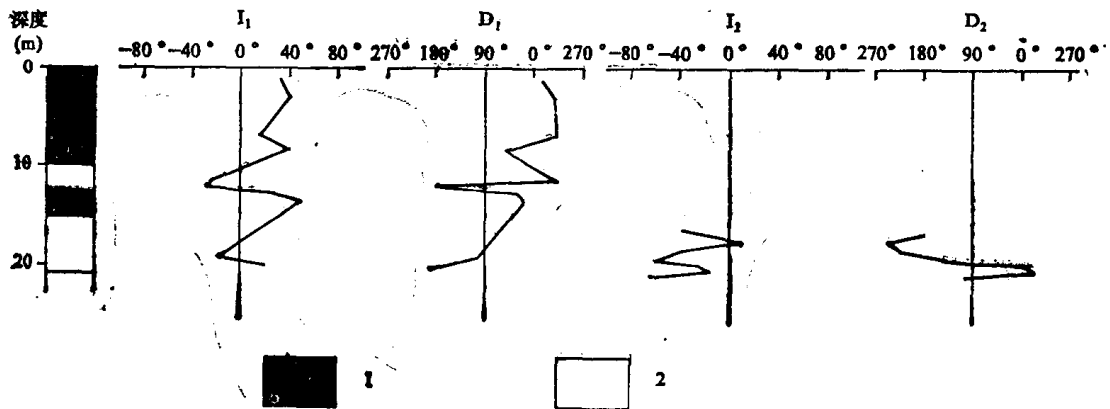


图 8-6 金氏山庄磁性地层剖面

1. 正极性；2. 反极性

金氏山庄的磁性地层极性带明显地显示出跨越了布容和松山两个极性时，其分界线位于

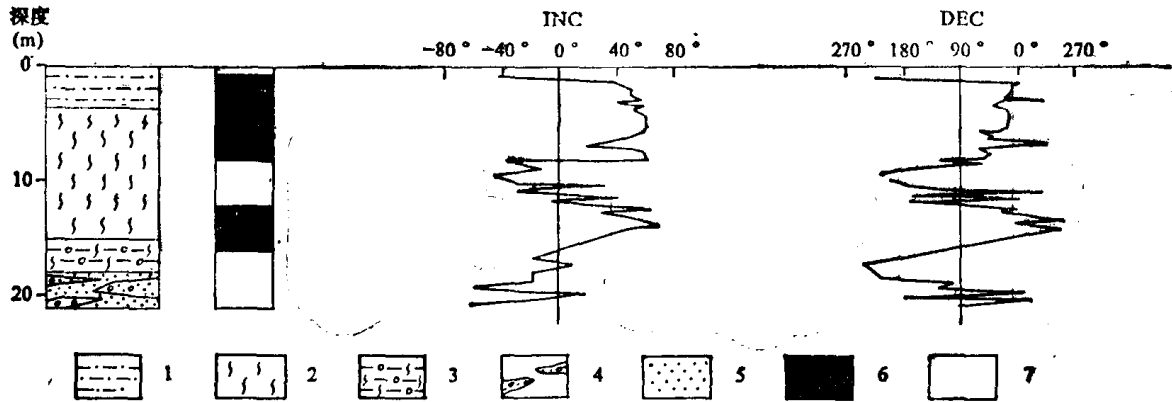


图 8-7 金氏山庄剖面  
1. 亚粘土; 2. 网纹红土; 3. 网纹化粘土砾石; 4. 砂砾透镜体; 5. 砂;  
6. 正极性; 7. 反极性

网纹红土中部。松山极性带中的贾拉米洛亚带出现在网纹红土和粘土砾石层的交界地带附近，被普遍作为庐山、大姑间冰期或中更新世堆积物的褐红色网纹红土，在本剖面最早沉积的时间约为 0.93 Ma。网纹红土下部的带网纹的粘土砾石层可能为大姑冰期的冰水堆积，其年代约在 0.95—1.1Ma。最下面的砂及砂夹砂砾透镜体与其上层间有一间断面，该层位应为鄱阳、大姑间冰期的堆积物，磁性地层可能处于松山负极性时的中上部与奥尔都维正极性亚时之间。

#### 4. 菜粕厂白石嘴剖面

剖面位于鄱阳湖畔白石嘴下青山麓，顶部标高约 40 m，剖面厚 26 m。自上而下 0—3.5 m 为浅褐黄色亚粘土，带有铁锰斑；3.5—7.5 m 为含铁锰斑膜的褐黄色亚粘土；7.5—13.0 m 为深棕红色网纹红土；13.0—26.0 m 为棕红色带网纹的粘土砾石，向下逐渐过渡为灰白色粘土砾石层。此层一般认为是大姑冰期的典型堆积物。26 m 以下为石炭纪灰岩。

古地磁共进行了 3 次采样，采集标本 26 块，计有样品 75 块。图 8-8 绘出了前两次地层极性带的初步结果。图 8-9 为该剖面最终综合分析得出的磁性地层极性时带。

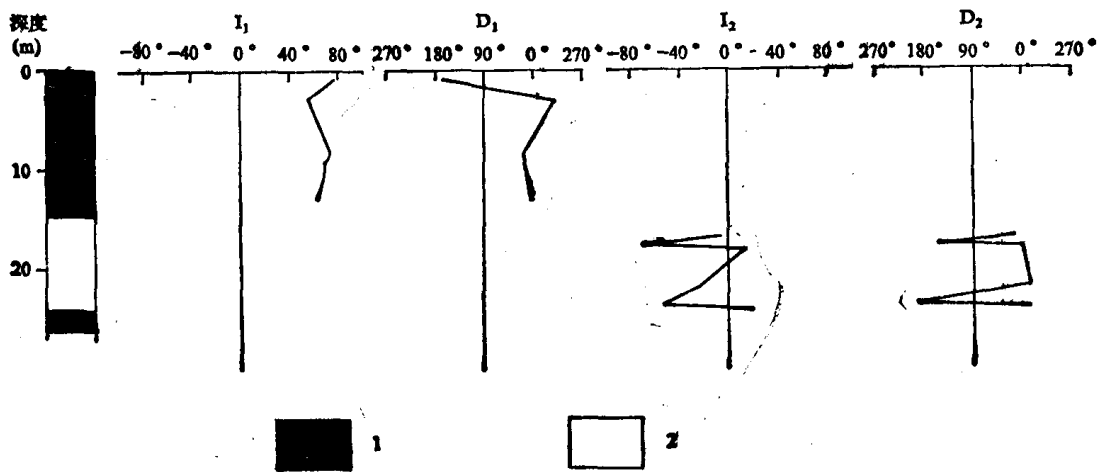


图 8-8 白石嘴磁性地层剖面  
1. 正极性; 2. 反极性

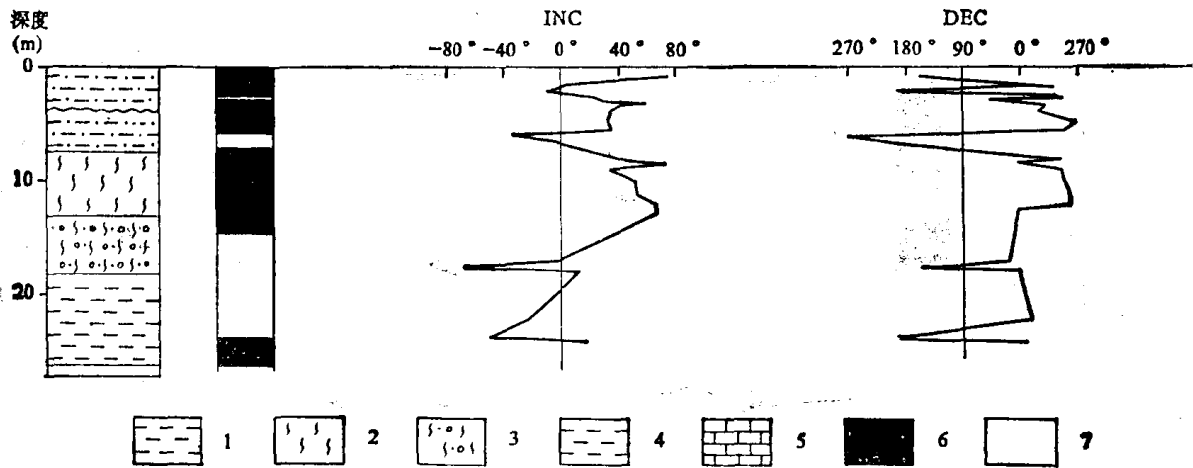


图 8-9 浆柏厂白石嘴剖面

1. 亚粘土; 2. 网纹红土; 3. 网纹化粘土砾石; 4. 粘土砾石层; 5. 灰岩;  
6. 正极性; 7. 反极性

从测试结果所反映出的古地磁极性带中可以看出, 整个剖面亦跨越了布容和松山两个极性带。布容和松山极性带的界线基本上与网纹红土和大姑冰期的粘土砾石层堆积的界限相当。松山负极性带中的贾拉米洛正极性亚带刚刚出露在该冰碛层的底部。这样大姑冰期的冰碛物的年代大致为 0.85—1 Ma 左右。考虑到庐山各磁性地层剖面的极性特征, 以及出现的极性亚带或极性偏移所在的部位, 如果认为剖面中布容正极性带中、下部的负极性亚带是相应于琵琶湖负极性亚带 III 的话, 那么, 该剖面的网纹红土沉积的年限大致在 0.4—0.7Ma 间。而网纹红土上部 3.5—7.5 m 间的带铁锰斑膜的褐黄色亚粘土, 从古地磁磁性地层年代上看, 似乎应大致与庐山冰期的年代相当。

### 5. 叶家垄剖面

剖面位于星子县叶家垄与黄泥岭间的公路东侧近旁, 顶面标高 60 m 左右, 剖面厚 33.4 m(图 8-10)。

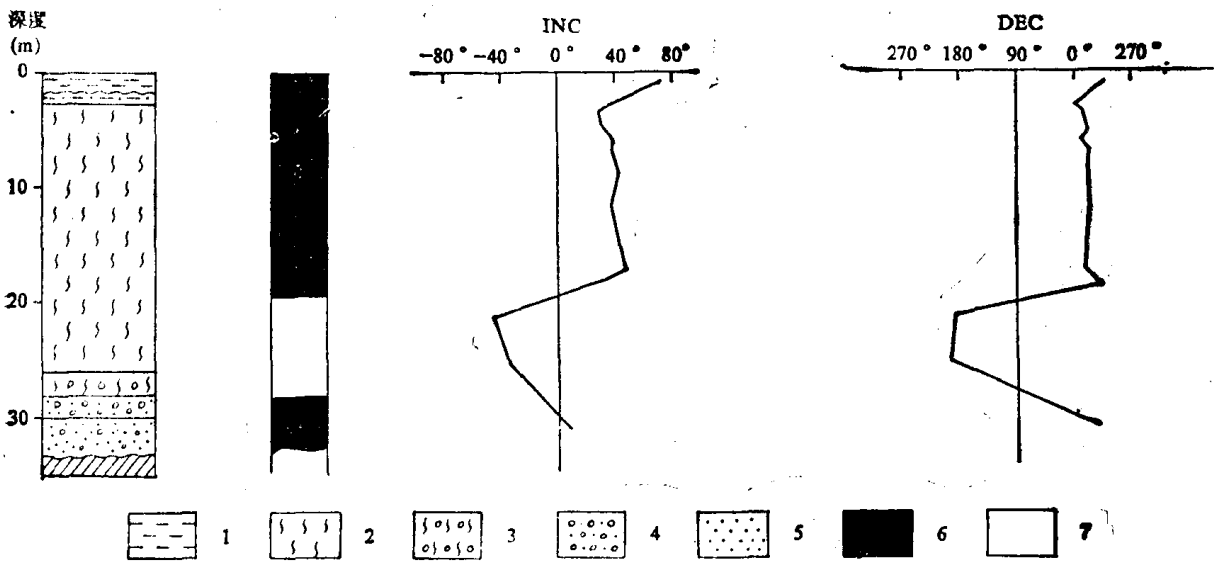


图 8-10 叶家垄剖面

1. 粘土; 2. 网纹红土; 3. 网纹化粘土砾石; 4. 砂砾石层; 5. 砂; 6. 正极性; 7. 反极性

其中0—2.2 m是棕褐色亚粘土；2.2—3.0 m为黄褐色带铁锰斑的亚粘土；3.0—25.8 m为褐黄、棕红、深红色网纹红土，中间断续含铁锰结核；25.8—30.0 m为棕红、棕黄色带网纹的粘土砾石层；30.0—33.4 m为棕红、棕黄色砂砾互层；33.4 m以下则为白垩纪泥灰岩。该剖面采样较为困难，只采集标本 13 块，计有样品 42 块。

地层磁极性剖面所反映出的磁极性时带与浆粕厂白石嘴剖面和金氏山庄剖面相似（图8-10）即上部为布容正极性带，下部为松山负极性带，并可见贾拉米洛正极性亚带。布容与松山极极性带间的界线位于网纹红土的中上部，贾拉米洛正极性亚带刚好出现在底部的砂砾互层和粘土砾石层中，从沉积速率大致推算，网纹红土开始沉积的时间大约在 0.85 Ma 以前。网纹红土下面被认为属于大姑冰期的冰碛和冰水沉积的粘土砾石层和砂砾石层，其年龄大约为 1—0.85 Ma。

### 6. 金锭山剖面

剖面位于庐山东金锭山上，海拔 193 m。该剖面由人工槽探和探井揭露，未见底。估计剖面厚约 8—10 m。

剖面全为一套深褐红色砂粘土砾石层。砾石风化强烈，风化圈均在 1—2 cm 以上。砾石无分选、无定向，砾径多在 0.5—1.0 m 以上，呈次磨圆状。古地磁仅采集到标本 7 块，计有样品 16 块。采样厚度仅有 2.5 m，样品测试结果均显示正极性（图 8-11）。

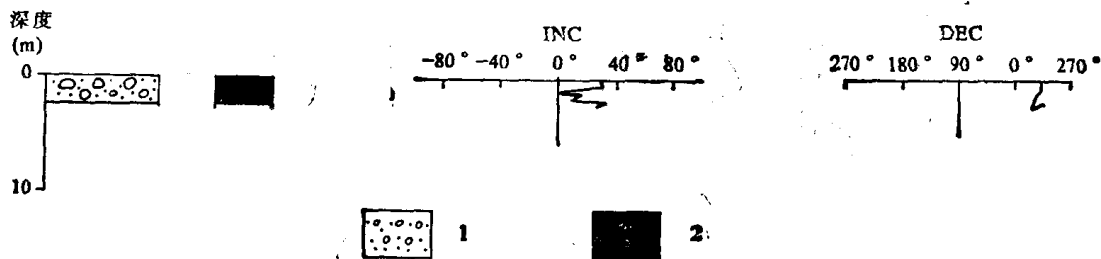


图 8-11 金锭山剖面  
1. 粘土砾石层；2. 正极性

金锭山剖面作为鄱阳冰期的冰碛和冰水沉积物的典型出露剖面，根据其冰碛物的结构特征、出露的地貌部位和地层层序的排序，以及其矿物组合、地球化学特征、石英颗粒电镜扫描分析，认为该剖面堆积物应与江家村 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面 25.74—39.56 m 和 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面中的 24.04—37.30 m 处褐黄、浅褐色粘土砾石层相比，亦同属鄱阳冰期的冰碛、冰水沉积物。这样，我们从 ZK<sub>503</sub> 和 ZK<sub>503</sub> 钻孔磁性地层剖面中，推知鄱阳冰期大致应起始于奥尔都维正极性亚时，延续到奥尔都维亚时之后的松山负极性时的下段，所以金锭山剖面应对应于松山负极性时带中的奥尔都维亚极极性亚时带，并且鄱阳冰期的年龄大致在 1.50—1.80 Ma 左右。

### 7. 锁江楼 ZK<sub>21-4</sub> 钻孔剖面

钻孔位于九江市发电厂，地理坐标为东经 116°0'19"，北纬 29°44'03"，孔口标高 15 m，孔深 68.81 m。共采集古地磁标本 28 块，计有样品 78 块。

自地表起 0—4.20 m 属人工堆积，未予采样。4.20—9.45 m 为灰褐、灰白色亚粘土；9.45—15.20 m 为灰、棕黄色砂质亚粘土；15.20—18.78 m 为灰黑色砂砾石及棕黄色中砂、含砾粘土互层；18.78—25.00 m 为棕红、棕黄、灰褐色砂砾石及粘土、亚粘土互层；25.00—42.31 m 为棕黄、棕红、浅黄色含砾砂土、粘土砾石互层；42.31—48.60 m 是棕红、桔黄、

灰白色粘土、砂砾石层；48.80—56.20 m为浅灰、浅棕黄、肉红色砂砾石、细砂及亚粘土互层；56.20—65.82 m为棕黄、灰白色砂砾石夹薄层粘土；65.82—68.81 m为白垩纪紫红色泥岩。

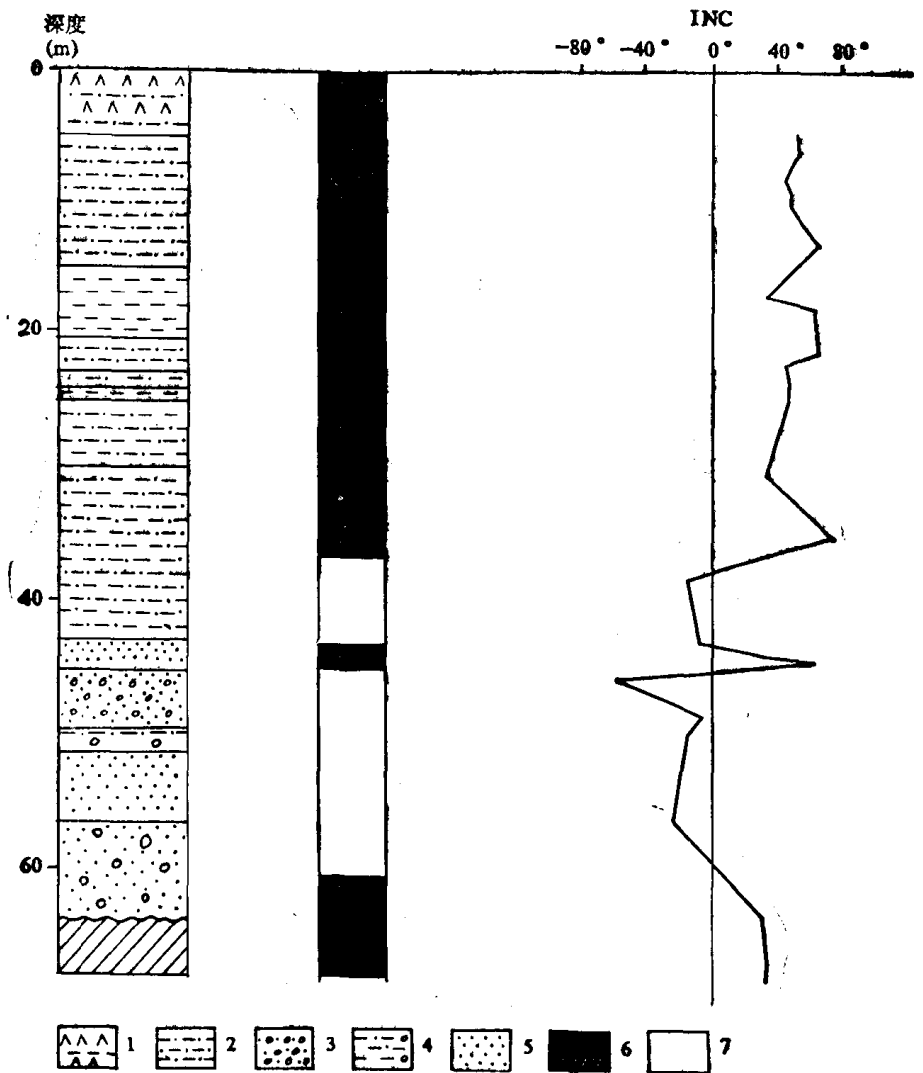


图 8-12 ZK<sub>21-4</sub> 钻孔剖面

1. 人工堆积土；2. 亚粘土；3. 砂砾石；4. 砂、粘土、砾石；5. 砂；6. 正极性；7. 反极性

磁性地层极性时带(图 8-12)显示出整个地层有两个极性带,即布容正极性时带和松山负极性时带。其分界线位于孔深 36.5 m 处。松山负极性时带中出现两个正极性亚带,其中贾拉米洛正极性亚带大致在孔深 43—45 m 处,奥尔都维正极亚带出现在孔底 60.5—65.8 m,说明该孔揭露出了相当于鄱阳冰期的沉积及其以后的整套地层。其底部砾石层,过去有人定为白垩纪堆积,后来也有人认为可能是鄱阳冰期之前的一个更老的冰期堆积。古地磁研究证明,其最早也只能是第四纪早更新世中晚期的产物。由锁江楼钻孔剖面和金氏山庄剖面的磁性地层分析对比可以看出,所谓“九江砾石层”正是相当于钻孔剖面下半部的砂砾石层,在时代上亦属于鄱阳冰期和鄱阳、大姑间冰期的沉积。

大姑冰期大致相当于 42—47 m 的黄色粉砂和棕黄色粘土层段。根据沉积速率推断,庐山冰期的堆积似应大致对应于 15—25 m 左右的含砾粘土、砾石、粘土互层。



### 8. 江家村ZK<sub>503</sub>钻孔剖面

该钻孔位于星子县五里牌乡江家村。地理坐标为东经 116°2'14"，北纬 29°28'39"，孔口标高 51.77m，孔深 61.84 m。

岩芯自上而下 0—3.84 m 为浅褐黄色亚粘土，3.84—6.74 m 为棕红色带网纹的粘土砾石层，6.74—25.74 m 为棕红、棕黄色砂粘土夹砾石层，砾石多呈扁平状，砾径一般 5—10cm，25.74—39.56 m 为褐黄色、浅褐色粘土砾石层，局部地段有纹层结构；39.56—60.14 m 为棕黄、棕红色粘土夹砾石，下部为棕褐、灰白色含砾粘土；60.14—61.84 m 为志留纪灰岩。

古地磁采集标本 20 块，计约样品 66 块。其中 7—34 m 因岩芯多为砂砾层，已经风化，难于加工，故未能采到样品。

从古地磁测试结果分析中可以看出，该钻孔剖面磁极性带基本上表现了松山负极性时带的特征，除最上部 0—2.5 m 为布容正极性带外，还出现了 4 个正极性段，其中 5.5—8.0 m 处为贾拉米洛正极性亚带；38.0—42.0 m 对应奥尔都维正极性亚带；再下面两个极性段，可以认为它们对应留尼昂正极性亚带(图 8-13)。

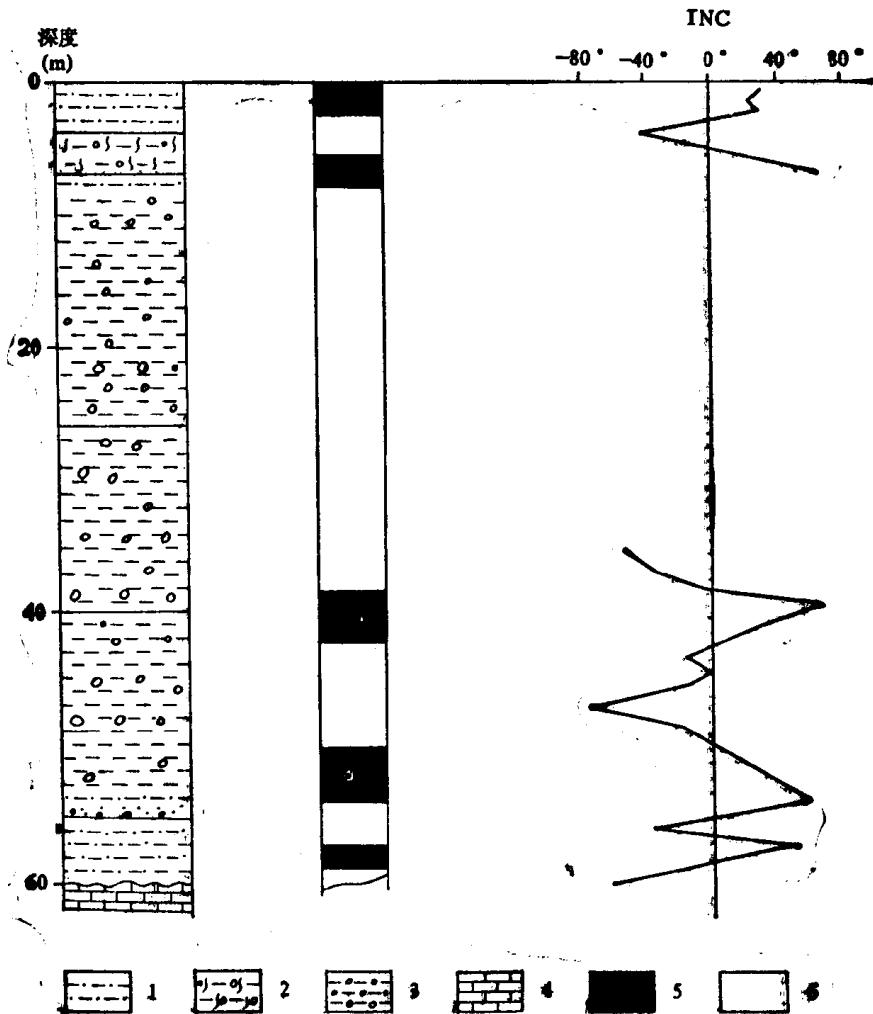


图 8-13 ZK<sub>503</sub>钻孔剖面

1. 亚粘土；2. 网纹化粘土砾石；3. 粘土砾石；4. 灰岩；5. 正极性；6. 反极性

该剖面是庐山地区测量到的最老的磁性地层极性带之一。推算钻孔剖面最下部的含砾粘土层的年龄约在2.40 Ma左右。剖面上部层位与叶家垄剖面下部层位有部分重叠，其中ZK<sub>503</sub>钻孔孔深3.84—6.74 m的棕红、棕黄色其上部带网纹的粘土砾石层，与叶家垄剖面下部25.8—33.4 m的棕红、棕黄色网纹状粘土砾石和砂砾石层均处于贾拉米洛正极性亚时带附近，具有一致可比性。

根据地层层序的排列，以及矿物组合、地球化学特征和石英颗粒电镜扫描分析，钻孔<sup>2</sup>5.74—39.56 m的褐黄、浅褐色粘土砾石层，其有关矿物的温度曲线亦有冷的显示，应与金锭山的鄱阳冰期堆积物相当，亦同属鄱阳冰期的冰碛、冰水沉积物。该层段磁性地层大致始于奥尔都维正极性亚时，延续到奥尔都维亚时的松山负极性时段。相应的古地磁年龄大致为1.50—1.80Ma。

### 9. 江家村ZK<sub>503</sub>钻孔剖面

为了进一步证实对江家村ZK<sub>503</sub>钻孔磁性地层测试分析结果的正确及可靠性，又在ZK<sub>503</sub>钻孔近旁东侧附近，钻取了江家村ZK<sub>503</sub>钻孔。钻孔孔口标高为51.77 m，孔深62.85m。

自钻孔上0—3.60 m为黄褐色粘土、亚粘土；3.60—8.25 m为棕红、棕黄色上部带网纹

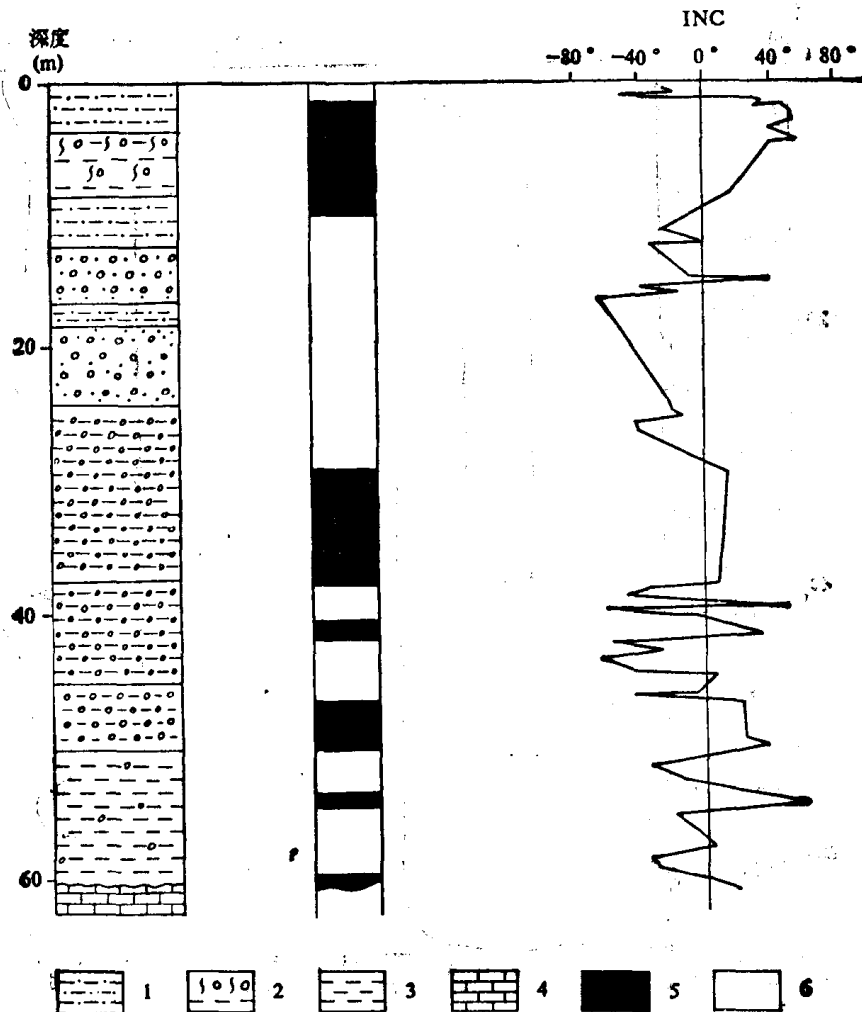


图 8-14 ZK<sub>503</sub>钻孔剖面

1. 亚粘土；2. 网纹化粘土砾石；3. 粘土砾石；4. 灰岩；5. 正极性；6. 反极性

的粘土砾石层；8.25—24.04m为棕黄、棕红色亚粘土、砂砾石层；24.04—37.30m为棕黄、灰黄色粘土砾石层；37.30—60.79m为浅黄、棕黄色粘土夹砾石及含砾粘土；60.79—62.85m为志留纪灰岩(图8-14)。

剖面共采集古地磁标本 60 块，计有样品 133 块。

磁性地层所反映的极性时带与 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面出入不大，基本上相似。剖面磁性地层显示几乎贯穿了整个松山负极性时。其中 2—10 m 相应于贾拉米洛正极性亚时；28—38 m 的沉积时间对应奥尔都维正极性亚时，最底部可能为松山负极性时与高斯正极性时的分界。上述结果除了某些极性带出现的深度与 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面略有差别外，整个磁性地层的极性特征和古

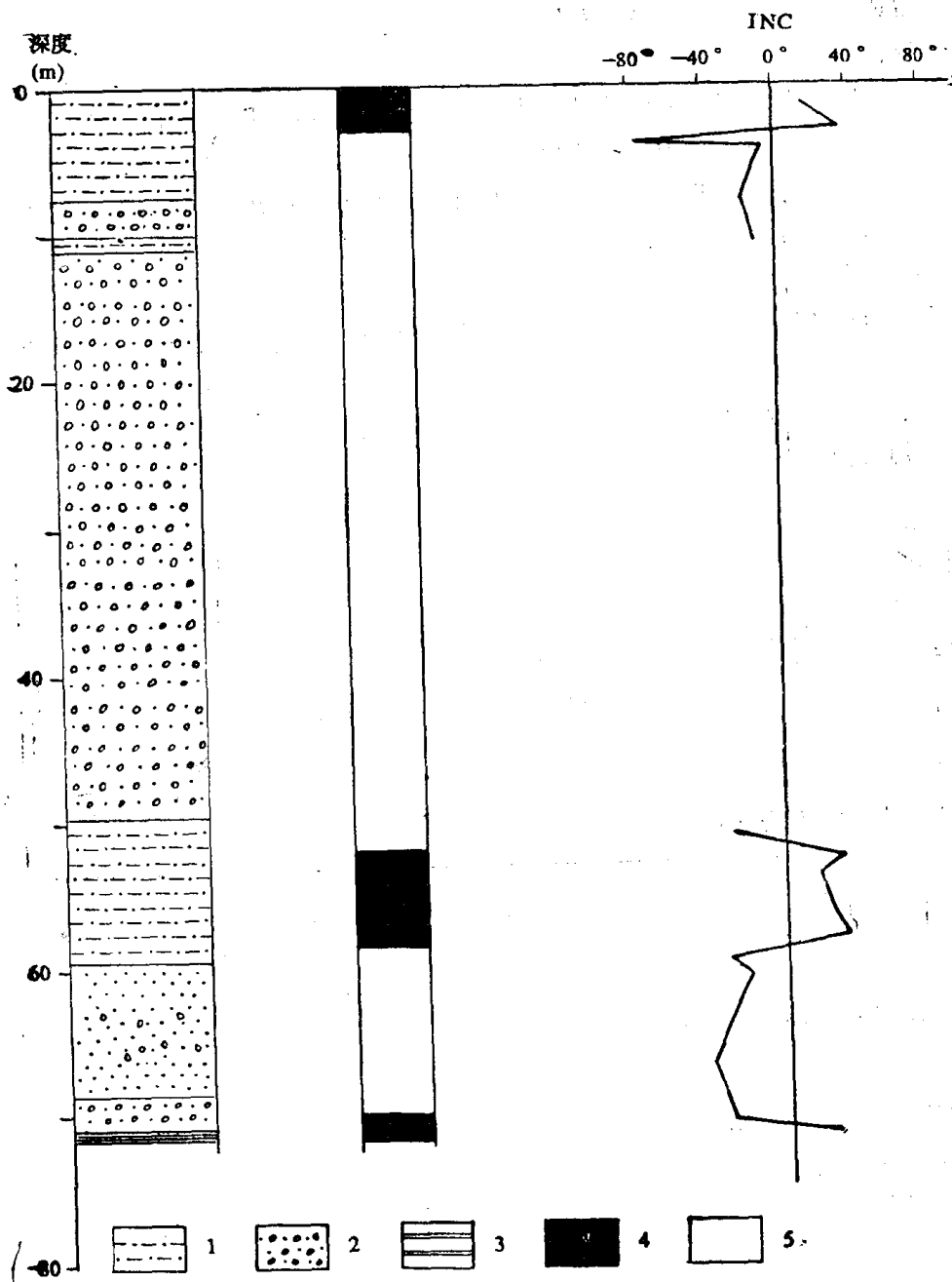


图 8-15 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面  
1. 亚粘土；2. 砂砾石；3. 泥岩；4. 正极性；5. 反极性

地磁年代基本一致。即该地区第四纪地层开始沉积的年代大致在 2.50 Ma 左右, 结束沉积的年代大致在 0.7 Ma 前后。

### 10. 恒湖官港 ZK<sub>102</sub> 钻孔剖面

钻孔位于赣江三角洲新建县恒湖官港。地理坐标为东经 116°10', 北纬 28°57'。孔口标高 15 m, 孔深 70.80 m。该孔中部多为砂和砂砾石层, 无法采样, 仅在其上下部位采集标本 17 块, 计有样品 84 块。

自地表 0—7.5 m 为褐黄色亚砂土灰绿色亚粘土; 7.5—11.23 m 为灰褐、土黄色细砾砂、亚粘土; 11.23—58.40 m 为浅灰、灰白、棕黄色砂砾、砂卵石层、亚粘土; 58.40—70.80 m 为灰白、棕黄色中细砂、粘土砂砾石层和砾石层; 70.80—71.50 m 为白垩纪紫红色粉砂质泥岩(图8-15)。

由于钻孔地层中间部位未能采样, 使古地磁分析较为困难。根据磁性地层极性带显示, 整套地层似应基本上属于松山负极性带的中上部分。上部 3.0 m 处可能为布容和松山极性带的分界, 52—58 m 处的正极性亚带应对应松山负极性带中的奥尔都维正极性亚时带。整套地层约从 2.40 Ma 左右开始沉积。

### 11. 星子县泊头村剖面

剖面位于鄱阳湖畔星子县泊头村。剖面厚约 55 m。自上而下 0—35 m 为棕红、棕黄、灰色亚砂土、亚粘土; 35—45 m 为网纹红土, 中上部含有铁皮层; 45—55 m 为棕红、棕黄色砂质亚粘土, 最下面为砂砾石层。整套地层不整合于白垩纪紫红色砂岩之上。剖面共采集样品 12 块(图8-16)。

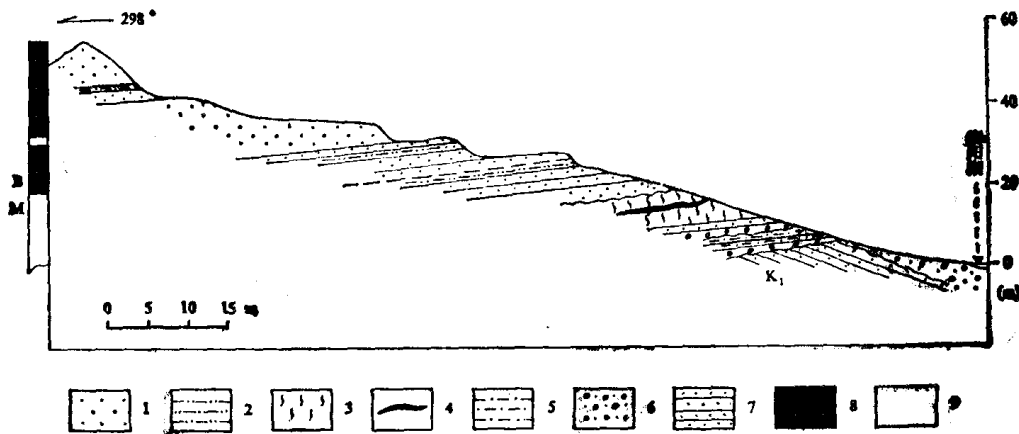


图 8-16 星子县泊头村剖面

1. 亚砂土; 2. 砂粘土; 3. 网纹红土; 4. 铁皮层; 5. 亚粘土; 6. 砂砾石; 7. 砂岩; 8. 正极性; 9. 反极性

磁性地层分析结果表明, 剖面地层对应布容和松山两个极性带, 布容和松山极性带的界线大致对应于网纹红土的上界。网纹红土开始出现的时间和浆粕厂白石嘴剖面、叶家垄剖面以及金氏山庄剖面网纹红土开始出现的时间大致相同。网纹红土下面的砂砾石层可能是大姑冰期的堆积。

### 12. 湖口流泗许嘴廖剖面

剖面位于湖口县流泗乡许嘴廖村。剖面厚约 8 m。自上而下 0—5 m 为棕黄色皮膜状粘

土，下面为0.5 m厚的砾石层，最下面是2.5 m厚的棕红色含砾网纹红土。剖面计采古地磁标本11块，样品22块。

古地磁测试整个剖面均为正极性，根据与庐山地区相应剖面岩性的对比，估计磁性地层剖面可能对应于布容正极性时带的中、下段。最老地层不超过0.70Ma(图8-17)。

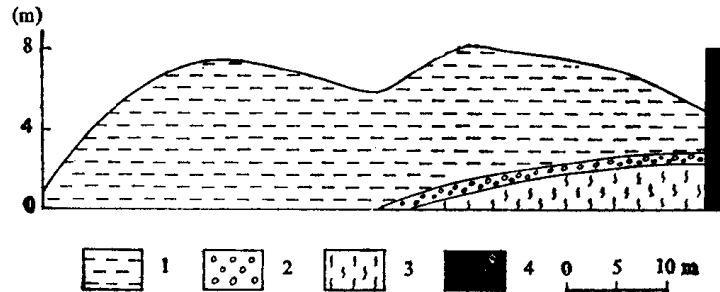


图 8-17 湖口县流泗许嘴剖面  
1. 粘土; 2. 砾石层; 3. 网纹红土; 4. 正极性

### 13. 永修永丰农场剖面

剖面位于永修县永丰农场，第四纪地层厚度约15.5 m。自上而下0—2 m为棕黄色粘土，2—11 m为棕红色网纹红土，下部含砂砾石，11—15.5 m为棕红、棕黄色砂、砂砾石，上部为棕红色网纹状含砾粗砂(图8-18)。该剖面计采古地磁标本16块，样品32块。

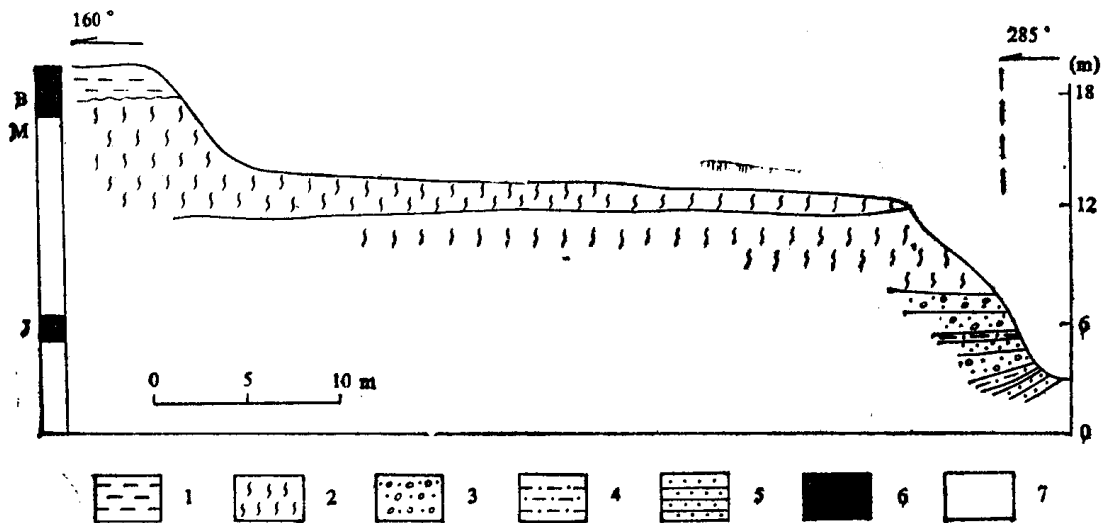


图 8-18 永修永丰农场剖面  
1. 粘土; 2. 网纹红土; 3. 砂砾石; 4. 粘土砂砾石; 5. 砂岩;  
6. 正极性; 7. 反极性

磁性地层显示为布容正极性带底部和松山负极性带的上部，与上述浆粕厂白石嘴剖面和叶家垄剖面均表现出完全相同的磁性特征，具有一致可比性。其中，上部的黄、棕黄色粘土相应于布容正极性时带的底部，棕红色网纹红土出现于松山负极性时带中的贾拉米洛正极性亚时带之后，结束于布容正极性时带的开始时期。网纹红土之下的网纹状砂砾层可能相当于大姑冰期的产物。网纹红土的年代大约为0.9—0.65Ma。

### 14. 前坊 2K<sub>2-6</sub>(<sub>1</sub>) 钻孔剖面

剖面位于进贤县北，赣江三角洲东南缘的前坊。孔口标高 28.46 m，剖面厚 22.15 m。

自上而下 0—4.0 m 为棕褐、灰褐色亚粘土及亚砂土；4.0—6.6 m 为棕红色、棕黄、浅灰色具网纹状的亚粘土；6.6—7.3 m 为浅灰色泥炭及粘砂；7.3—15.82 m 为浅黄、灰白色粘土、砂砾石层，该层不整合于白垩纪紫红色粉砂质泥岩之上(图8-19)。

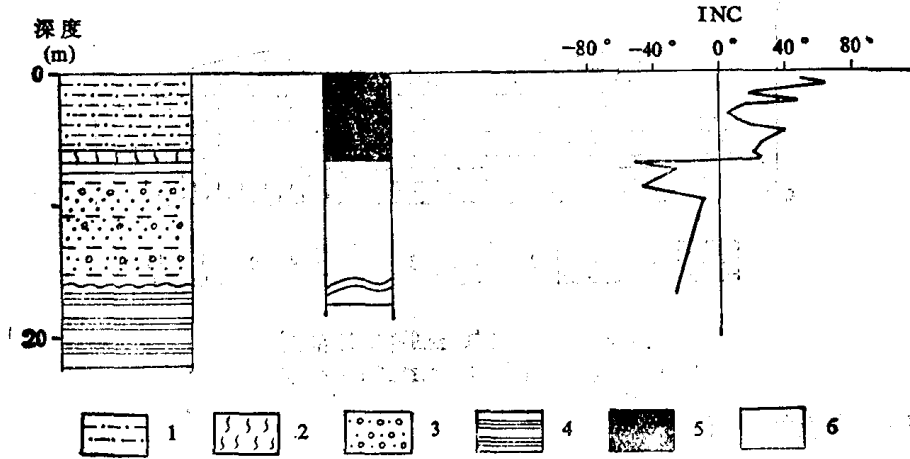


图 8-19 ZK<sub>2-8(1)</sub> 钻孔剖面

1. 亚粘土；2. 网纹红土；3. 砂砾石；4. 泥岩；5. 正极性；6. 反极性

古地磁计采集标本 19 块，计约样品 40 块。磁性地层剖面显示出布容和松山两个极性时带。布容和松山极性带的分界线位于孔深 6.5 m 处。棕红色、棕黄、浅灰色具网纹状的亚粘土约在布容正极性时带之初开始沉积，而浅黄、灰白色粘土、砂砾石层为松山负极性时带末期的沉积物。时间可能约为 0.8—0.9Ma。所有这些都与白石嘴和叶家垄等剖面的相应地层大致均具有横向可比性。

### 第三节 庐山第四纪地层和冰期的古地磁年代

统观各磁性地层剖面，可以看出，各剖面的磁极性带及其亚带的界线反映清楚。其中，浆粕厂白石嘴剖面、叶家垄剖面、金氏山庄剖面、锁江楼钻孔剖面以及鄱阳湖区的星子县泊头村剖面、永修县永丰农场剖面，乃至进贤县前坊钻孔剖面均明显地显示出跨越了布容和松山两个极性时带，松山极性时带中的贾拉米洛正极性亚带大都出现。锁江楼钻孔剖面和恒湖宫港钻孔剖面底部还出现了松山负极性带中的奥尔都维正极性亚带。依据岩石地层和气候地层所划分出的主要地层界限与上述各剖面古地磁分析得出的磁性地层极性带具有相当一致的横向可比性。被普遍作为庐山—大姑间冰期或中更新世堆积物的褐红色网纹红土，在所有剖面出现的年代完全一致，即均在布容正极性时带下部和松山负极性时带中的贾拉米洛正极性亚带之间。最早普遍出现多在贾拉米洛正极性亚带的后期。与 E.A.曼金南和 G.B.达尔林普尔(1979)修正的 5 Ma 以来的极性年表相对比，其年代约在 0.80—0.90 Ma 左右。

星子县五里牌江家村 ZK<sub>503</sub> 钻孔剖面和 ZK<sub>503'</sub> 钻孔剖面磁性测量结果基本一致。两个剖面几乎跨越了整个松山负极性时，是庐山地区测量到的最老的磁性地层极性时带。剖面中贾拉米洛、奥尔都维和留尼昂正极性亚带均已清楚显示。推算钻孔剖面最下面的含砾粘土地层的年龄约在 2.5 Ma。

近年来,在星子县海会镇西南的大排岭,海拔280余米处,发现一个颇为壮观的冰碛剖面,厚度达12.5 m,覆盖在前震旦纪片麻状板岩的风化壳之上。冰碛剖面呈棕红色,其中粗砂砾较多、较大,长径达5 m以上者不少。细砾物质以细砂为主,间夹粘泥。剖面顶部可以见到流水沉积结构,反映冰碛停积后,曾发生流水剥蚀与沉积过程,是山前最高一级的剥夷台面残迹。从出现的地貌部位及侵蚀相关的沉积分析,冰碛层应是第四纪初期的堆积。孢粉分析反映该沉积属于干冷冰期气候。根据庐山地区磁性地层分析,以大排岭冰碛层为代表的大排冰期应发生在鄱阳冰期之前,其相应的堆积物按地层层序排列,则应位于ZK<sub>503</sub>钻孔和ZK<sub>503</sub>钻孔剖面最下部的含砾粘土层之下。推断其堆积年代可能在2.50—3.00 Ma。这样,此一年代亦应为庐山地区第四纪地层底界的下限年龄。

作为庐山冰期堆积物的大校场剖面和芦林剖面,古地磁测量表明,两个剖面磁性地层正负极性段带交替出现。因剖面厚度不大,只有5—6 m,故难于仅从其极性带的磁性特征判断该剖面极性带的时带归属。但是,依据冰川气候地层学的观点看,上述两个剖面的堆积物风化程度较低,地层相对较新,肯定应在大姑冰期堆积物的层位之上。这样,根据地层层序,两个剖面的磁性地层只能划归到布容正极性带,剖面中的负极性段则应为布容正极性带中的负极性亚带或极性偏移。根据布容正极性带中可能存在的负极性亚带或极性偏移出现的部位,考虑到庐山地区诸如浆粕厂、白石嘴剖面、星子县泊头村剖面等剖面中布容正极性带中显现的负极性亚带或极性偏移所处的地层层位,以及网纹红土的沉积厚度,由剖面的磁极性特征判断,庐山冰期的年代不超过0.20—0.40 Ma。

作为鄱阳冰期冰碛和冰水沉积物的典型出露地点,为位于大排岭东南约3—4 km处海拔193 m的金锭山剖面。该剖面经井探和槽探揭露,为约15 m厚的冰碛层,覆盖在古老的半风化的片麻岩之上。显现的剖面部分,呈深红、紫红色,堆积物中的砾石表面富白色斑纹、风化程度很深。该套堆积物已由赵良政定名为锭山组。古地磁采样厚度仅有2.5 m。标本测试结果均显示为正极性。根据对该冰碛物结构特征、出露地貌部位和地层层序的排列,以及矿物组合、地球化学特征、石英颗粒电镜扫描分析,该剖面的堆积物应与江家村ZK<sub>503</sub>钻孔剖面中的25.74—39.56 m和ZK<sub>503</sub>钻孔剖面中的24.04—37.30 m处的褐黄、浅褐色粘土砾石层相当,亦同属鄱阳冰期的冰碛、冰水沉积物。这样,从ZK<sub>503</sub>和ZK<sub>503</sub>两个钻孔磁性地层剖面中,可以推知鄱阳冰期大致起始于松山负极性时带中的奥尔都维正极性亚时,延续至奥尔都维正极性亚时后的松山负极性时带中,推算其古地磁年龄应大致为1.50—1.80 Ma。

图8-20给出了庐山地区部分磁性地层剖面的综合对比结果。表8-1列出了庐山地区各冰期和间冰期的各相应的磁性地层的年代。

表 8-1 庐山地区各冰期和间冰期的古地磁年龄

冰期间冰期	庐山冰期	庐山-大姑 间冰期	大姑冰期	大姑-鄱阳 间冰期	鄱阳冰期	鄱阳-大排 间冰期	大排冰期
古地磁年龄 (Ma)	0.20—0.40	0.40—0.90	0.90—1.10	1.10—1.50	1.50—1.80	1.80—2.50	2.50—3.00

另外,由锁江楼钻孔剖面和金氏山庄剖面的磁性地层分析对比可知,所谓“九江砾石层”在时代上应当属于鄱阳冰期和鄱阳-大姑间冰期的沉积物。

根据庐山地区和鄱阳湖区的钻孔地层揭露及古地磁测定,看来鄱阳湖区在白垩纪之后,

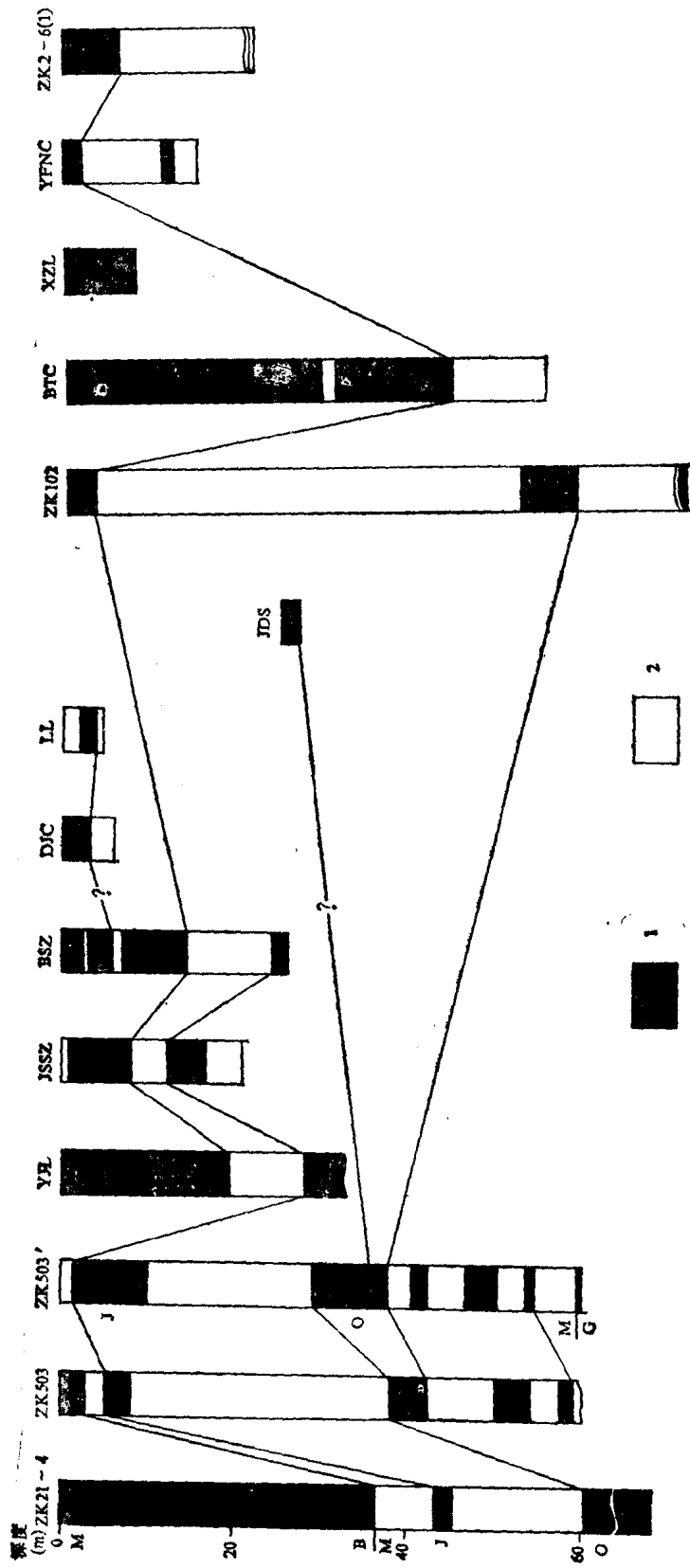


图 8-20 庐山地区磁性地层剖面对比图  
 1. 正常性; 2. 反极性



为一剥蚀区。直到第四纪才又开始接受沉积，大致起始于松山极性时之初，约在 2.5 Ma 前。鄱阳湖区的 ZK<sub>102</sub> 钻孔剖面 and ZK<sub>2-6(1)</sub> 钻孔剖面，以及永修县永丰农场剖面等的磁性地层测试分析表明，鄱阳湖区早期主要是沿古赣江断裂带沉陷而开始接受第四纪沉积。赣江、抚河下游第四纪沉积物底部的所谓“赣县砾石层”，其生成时代大致与大排-鄱阳间冰期的早期沉积物的沉积时间相当。鄱阳湖区普遍下沉，接受沉积较晚，可能在大姑冰期之后，时间约在 0.60—0.90 Ma 以前。

## 第九章 庐山第四纪环境演变及 有关问题讨论

前几章节已对庐山地区的第四纪地层层序、各种第四纪沉积的特征(包括沉积相、组构、岩石、矿物、地球化学、微结构和石英表面形态的电子扫描等)、冰川遗迹、新构造运动、古气候、第四纪地层年代及孢粉分析等方面的分析和研究,对该地区第四纪发展历史及环境的演化有了较为丰富的资料。另外,依据前人对其相邻地区的研究,如天目山地区<sup>[104]</sup>、江汉盆地、黄山<sup>[2,4]</sup>、安徽和县<sup>[105]</sup>表明,第四纪时期长江中下游地区曾有多次气候的冷暖波动,有多次冰期和间冰期的气候变更。

第四纪气候的波动,冰期和间冰期的气候交替是全球性的,对于我国也不例外。第四纪冰期的来临,青藏高原的强烈抬升这两个重要因素,对研究我国第四纪环境的演化具有极其重要意义。因此,就庐山地区来说,也同样具有重要意义。研究和认识庐山地区第四纪环境演变规律,不仅要客观地从庐山第四纪沉积物的堆积特征、地貌演化和特点、新构造运动,地质年代学数据中去寻求答案;也要从我国大陆地区,特别是青藏高原第四纪时期的强烈抬升运动给我国东部广大地区环境带来的影响寻找原因。

### 第一节 庐山第四纪环境演变

研究庐山第四纪环境的演化规律,一是,深入研究庐山地区的第四纪地质发展历史规律;二是,研究我国青藏高原在第四纪强烈抬升,给我国东部第四纪环境演变造成的重大影响。

上述研究表明,庐山是自第三纪以来一直处于被侵蚀的地区,曾有多次的间歇性的抬升。自第四纪开始,由于全球性的气候变冷,冰期气候的来临,庐山经历了多次冰期和间冰期的洗礼,冰期时曾发育了冰川,由于受冰川作用的影响,冰蚀地貌、冰川沉积、冰水沉积极为发育。间冰期时,冰川退缩和消失,流水作用得以加强,形成了流水地貌格局及相应的冲积和湖积沉积。距今 3 Ma 以来的第四纪地质时期,庐山经历了 4—5 (可能最后一次为冰缘期)次冰期和 4 次间冰期及 1 次冰后期的环境变迁。在此期间,庐山经历了 5 次构造升降运动的影响,这些构造运动均是在每次冰期之后发生的,这足以说明,庐山的冰川作用与新构造运动有着密切的关系。

概括起来,庐山自第四纪初期,大约距今 3—2.5 Ma 时期,庐山地区曾有较为广泛的冰川发育,冰川可达山麓地带,如大排岭的冰碛层等。在距今 2.5 Ma 左右,庐山进入间冰期时期,冰川消亡,流水作用加强,在山间及山麓、平原地带广泛有河流相、湖相沉积物的大面积堆积,例如 ZK<sub>503</sub>、ZK<sub>21-4</sub> 等号钻孔所揭示沉积地层,这一以流水作用占优势的间冰期大致经历了 0.70 Ma 的时期。当此间冰期开始时第一构造运动时期结束(此构造期大致在 2.50 Ma 左右)。而进入构造运动的宁静时期。距今 1.80—1.60 Ma 时期第二次冰期来临

(鄱阳冰期), 这一时期冰川规模较大, 从庐山一直下达到鄱阳湖滨, 位于星子县的金锭山一带、花山等地均可见到此期冰碛堆积的遗迹。鄱阳冰期之后, 大约在距今 1.60 Ma 左右, 庐山又一次发生构造运动, 山体相对上升, 山麓相对下降, 冰川消亡, 间冰期的流水作用加强, 在此期冰碛物之上堆积有砂砾层、砂层、粘土为互层的河流相为主的沉积, 气候变得炎热和湿润, 湿热化作用加强, 呈现棕红色的堆积。大约距今 1.10—0.90 Ma 期间, 第三次冰期(即大姑冰期)到来, 冰川作用又进一步发展, 此期冰碛物在庐山地区分布最为广泛, 位于庐山的东、西两侧, 如王家坡至白石嘴地区、莲花洞到羊角岭地区, 其此期的冰水沉积物除在两个区域广泛分布外, 在星子县的叶家垄、白石嘴、羊角岭等地区均有分布。此期冰碛及冰水沉积, 原生色调为灰白色和浅黄色, 反映出是为还原环境所堆积。大约在距今 0.90 Ma 冰川退缩以后发生了第三次构造运动, 此次构造运动之后, 间冰期时期又随之而来, 在此大姑冰期的冰碛、冰水沉积之上开始堆积以河流冲积相为主的沉积。最典型的地层, 就是以棕深红色带白色条带的网纹红土, 此时气候炎热而潮湿, 湿热化作用强烈, 使间冰期堆积的冲积亚粘土、亚粘土网纹化, 由于淋滤作用强烈, 在很多层位中形成薄的铁皮层。大致在距今 0.40 Ma 左右, 该地区发生第四次构造活动, 庐山进一步抬升, 第四次冰期气候来临, 庐山较高的部分发育了冰川, 即进入庐山冰期时期。此时, 庐山大约在现今海拔 1000 m 以上地区有冰川滋长, 山麓及平原丘岗则有此期河流和沟谷的冲积堆积, 这一时期山上为冰碛物停积, 山麓地带广泛发育冲积相沉积, 如白石嘴、羊角岭等地有褐黄色带铁锰斑痕的亚粘土及亚砂土沉积。当距今 0.20 Ma 左右, 又一次间冰期气候出现, 冰川消亡, 流水侵蚀作用又占其主导地位, 在庐山冰期的冰碛层及相当层位之上, 又堆积了淡黄色的冲积土状堆积物, 称之为庐山-芦林间冰期。在此次间冰期之后, 约在距今 0.03—0.05 Ma(?) 时庐山地区曾受大理冰期的影响, 在庐山山上发现有寒冻风化的堆积、坡积; 在山下东林寺西南约 2 km 周家墩见有冰楔发育, 把这些堆积及冰缘现象暂定为芦林冰期(?)。据近 0.01 Ma 左右庐山仍有抬升、河流、沟谷发育, 气候变暖, 进入全新世, 这一时期以沟谷堆积的冲积相为主, 以沟谷、河流的低阶地、河漫滩堆积, 它以下部冲积砾石层及上部亚砂土为主的冲积相二元结构的地层为代表。

据庐山地区第四纪的堆积的展布, 沉积特征可以清楚看出, 第四纪冰川发育、滋长、消退, 第四纪新构造运动的影响, 鄱阳湖受赣江断裂的影响, 在大姑冰期之后相对有较大范围的下沉, 湖面进一步扩展, 逐步演化成现今的格局。

研究表明<sup>[102,103]</sup>, 青藏高原自第四纪以来, 有较大幅度的抬升, 抬升高度约 3000—4000 m。青藏高原在新第三纪时其海拔高度与我国华北山西、河北北部等地区相近, 约 1000 m 左右。由此可见, 第三纪末期至第四纪初期, 我国东西地势高程相差不大, 随着第四纪新构造运动逐步加剧, 青藏高原快速强烈抬升, 东部广大地区相对急剧下降, 使我国现今西高东低的三级阶梯式地貌格局逐步完成, 东南季风气候得到加强。

早更新世青藏高原第四纪大陆冰盖形成和扩展<sup>[106]</sup>, 东部庐山第四纪冰川的流行在很大程度上受全球气候变冷的影响。第四纪中晚期, 青藏高原的急速抬升, 该地区山麓、山谷冰川发育<sup>[107,108]</sup>, 其规模越来越小, 这主要是由于青藏高原的抬升阻挡了印度洋暖湿气流侵入。我国东部地区也受其影响, 包括庐山地区冰川规模也逐步变小, 到大理冰期时, 东部一些海拔较低的山体(低于 3000 m)已无冰川发展, 多受冰缘气候的影响。

由此可见, 庐山第四纪冰期气候的演化历史, 与我国西部青藏高原的抬升有一定关系。

全球第四纪冰期气候的来临,以及我国青藏高原第四纪时期的剧烈隆升运动这两大因素,对我国大陆东西部气候环境演化格局具有重要的影响,是探讨我国第四纪地质问题的不可忽视的作用和事件。

## 第二节 问题的讨论

### 一、关于冰蚀地形

对于庐山地区冰蚀地形,例如冰斗、冰川U形谷等,有些人予以否认<sup>[20,46,78,79]</sup>,并认为这些冰蚀地形不具备古冰川鉴定意义,其理由如下:

#### 1. 关于冰斗

以庐山大坳冰斗为例,否定者认为:典型冰斗的平坦指数( $F = \frac{a}{2c}$ )的数值应在1.7—5之间<sup>[79]</sup>,而大坳冰斗的平坦指数为8.4。因此,大坳冰斗不是典型的冰斗,最多只是雪蚀洼地,这是理由之一。其二,大坳冰斗的出口处没有典型的门栏状地形,是由地层的背斜轴裂缝坍塌有关<sup>[46]</sup>。其三,大坳冰斗是由泥石流所修饰而成的雪蚀洼地<sup>[20]</sup>。其四,大坳冰斗是由于冰斗所处的岩石裂隙发育,经受寒冻风化所形成的集水漏斗<sup>[78]</sup>。由此看来,对这种斗状地形的成因除冰川说之外,仍有“雪蚀洼地说”、“泥石流修饰说”、“构造说”及岩石裂隙发育,后经寒冻风化作用而形成的“集水漏斗说”等等。就其平坦指数而言,其“指数”为经验统计,公式出于经验,不能责怪,但是对于不同地域、时间和空间去用之,则未必可靠。总而言之,大坳冰斗不是“典型”的冰斗,“最多”只是雪蚀洼地。言外之意,不是“典型”的即不是冰斗,是典型则才能计算在内,那么,现今我国西部地区的现代冰川,如祁连山的山谷、山麓冰川,青藏高原的诸多山谷和山麓冰川,四川、云南西部的山谷冰川的现代冰斗到底有多少符合这一“指数”?如果有不符合这一“指数”的,冰川源头的凹地,只能称它为不典型的冰斗,或者称它为雪蚀洼地了。换言之,是否只要有现存冰川存在,冰川源头的斗状地形才可称之为冰斗?如今后这些冰川一旦冰体消融殆尽,这些斗状地形就变成“雪蚀洼地”?或者就不应称它为古冰斗了,也许这曾经被冰川占据的山谷的成因和历史就有被重写的可能。持构造说的观点者认为:大坳冰斗出口处未见典型的门栏状地形,是基岩岩石处于背斜轴的裂缝坍塌有关。据调查,大坳冰斗处的长石石英砂岩,并无极为发育的岩石裂隙,也未寻得任何断裂的踪迹,故不能以岩石裂隙后的坍塌来说明,如果说是因岩石裂隙而坍塌所为,那么,为什么只是在这一地点,偏偏坍塌成斗状形态,并在其斗状地形的出口处留有门栏状地形呢?(见图版VI)至于说它是泥石流所修饰而成的雪蚀洼地,或是由于岩石的破裂而发育,并在寒冻风化作用的影响下所形成的集水漏斗等看法,基本上都与前者出于同一考虑,即大坳冰斗不是冰川作用的结果,所提出的解释。

#### 2. 关于冰川U形谷

山麓、山谷冰川所流经的谷地,受冰川作用的侵蚀,剥蚀作用等营力作用的影响,形成的谷地横切面尤如英文字母“U”形而称为“U”形谷。冰川谷地的长短、深浅均与冰川的规模大小、冰川类型和性质、持续时间的长短以及组成谷地的基底岩石的种类和性质有关。对于现代冰川作用的山谷来说,冰川谷极易辨认,因为冰川仍占据山谷谷地,非常直观,一目了然。对

于冰川消融殆尽，特别是历史已久远，一些曾被冰流改造过的谷地，后经地质历史的变迁，又经受多次流水洗礼，谷形遭受严重的破坏，只剩下一些可寻的残迹。因此，要恢复其谷地的成因就要花费很多精力，寻索谷地成因的方方面面的证据。

冰川谷的主要特征不仅表现在它的横剖面上的形态，更为重要的是在其纵剖面上有无冰阶和冰盆的交替出现，或有被称之为串珠状盆地的地形存在。这些特征虽然在庐山地区保留不很完整，但仍可找到某些遗迹。例如王家坡谷地的裁缝岭，捉马岭等地可见到两级台阶，裁缝岭以下谷地突然变陡，成为一陡坎地形，在其陡坎的前缘微向上游倾斜。其陡坎之下谷地又变平缓。另一处在捉马岭平台上方为谷地的陡坎，这一陡坎规模较大，与捉马岭台面高差约有 100 m。该谷地向下游又渐平缓。该陡坎前缘也微微向上游倾斜，这两级台阶为冰阶之遗迹。除上述形态特征之外，在其冰阶之上仍见有大姑冰期的冰碛物残留，裁缝岭的冰川堆积物，捉马岭附近也发现有此期的沉积物堆积。出此谷地，在高垄附近，位于高垄镇两侧（南、北）均见有呈东西方向的垄状的大姑冰期的冰碛分布，从高垄直到鄱阳湖边的白石嘴有多条呈垄状的大姑期冰碛物分布（沉积的特征见第五章）。从侵蚀和堆积的相关关系，谷地所表现在纵横剖面的特征看，其谷地为冰川作用所塑造，是完全合理的。

## 二、关于表皮构造

表皮构造是指基岩接近地表部分，受非内动力构造所引起的局部岩石形变（断裂、褶曲等）。表皮构造的形成是具有多种原因，例如，滑坡、重力崩坍、边坡失衡、冰川运动均可在一些较为松软的基岩上产生。当然，这种构造现象不是某种外动力的专利，正是因为如此，对其表皮构造形成的具体地点在其时间和空间的特定范围内进行讨论，如果离开了一个具体的实体来讨论问题，显然是说不清楚的。这里我们就目前讨论最多的地点羊角岭为例来加以剖析。我们要说明这一表皮构造发生的具体地点及其地质背景。羊角岭表皮构造发生在志留系砂页岩之中，岩层倾向南东，倾角为  $45^{\circ}$  左右，离表面 1m 左右，岩层突然变陡，近于直立，岩层向东南方向倾斜，在其顶部岩层发生褶曲，褶曲的轴面方向也向东南倾斜，倾角约  $60^{\circ}$ 。在该基岩之上堆积有大姑冰期的冰碛物，它们之间为不整合接触。该地点坡面稳定，无滑坡、崩坍的可能。对于这一现象，有两种认识，有的人认为此表皮构造是由泥石流的拖曳作用所造成；另一种意见是，此表皮构造系冰川向前流动的推挤作用所形成。

前面已经说过，表皮构造为非构造运动所形成。由滑坡、崩坍形成的这种构造现象与当地的地质、地貌条件密切相关，它必须具备如下几个条件：（1）地形边坡失稳。例如有陡坡、陡坎；（2）变形的岩石地层负有重载的地层或松散堆积物；（3）产生形变的岩石是比较软弱或较为破碎的岩石。另外，这样发生变形的岩石所形成的断裂和褶曲（轴面）与坡向有关。从羊角岭的表皮构造的形成均与上述几个条件无关，首先，表皮构造产生的地点地形边坡无失稳的条件；其二，变形地层的上部无重载负荷的岩层及堆积物；其三，变形岩石的褶曲轴面与坡面为反向关系。因此，据地质和地貌条件分析，此处表面构造无滑坡、崩坍所引起的基本条件。那么，表皮构造是不是泥石流流动过程中，由于泥石流向前牵引由拖曳作用所致呢？首先，从它所处的地貌部位来看，此表皮构造是发生在一个缓坡面上，在其东面有一地势较低的谷地，如泥石流流动应顺地势较低的地方倾泻，不可能向坡上运动，即使泥石流填满谷地，其流动方向也应由西北向东南方向运动，如使下覆基岩变形，形成表皮构造的话，那表皮构造的褶曲的轴面的倾向也应向北西方向，显然，现所见到的褶曲轴向倾向南东

是背道而驰的。其次，泥石流是一种瞬时的流体运动，它的运动要具有几个条件，第一，有其丰富而大量的碎屑岩石及岩块；第二，要有足够大的坡度；第三，要有足够的动力（如暴雨、冰川等）促使它运移。由于泥石流是在水动力条件下的运动方式，因此，它的起动到停止的过程多是在较短的时间内完成，多具有突发性。在它作用的区域内，对岩石多产生冲刷作用为主，引起松散沉积物的崩坍、滑动等。它表现出主要以短时的冲击力破坏和改造作用区的岩石及地形。显然，羊角岭的表皮构造并非泥石流的拖曳作用所为之。另外，据国际第四纪联合会秘书长施鲁特(Ch. Schliichter)博士介绍，他曾在北美洲，考察过几十处泥石流发生的地点，这些地点的泥石流规模很大，但从未见到过由泥石流牵引作用而引起的这种基岩表皮构造现象。他认为，泥石流不大可能产生这种地质现象。从我国的情况也可略知一二。我国西北地区，如秦岭西段、祁连山等地有现代泥石流的报道。我国东部地区如太行山等地也有现代泥石流的报道，但均未有人发现这种因泥石流流动而形成的表皮构造的论述。因此，从表皮构造形成的机制分析，及现代泥石流作用的特征调查资料来看，泥石流的“拖曳作用”是不可能形成这种构造的。

然而，从庐山地区的羊角岭、下青山、海会盗土矿<sup>[57,58]</sup>等地发现的表皮构造是具有重要意义的事件。这些表皮构造的发现地点，有其极为相似之处。第一，它均发生在与冰碛物相接触的部位；第二，表皮构造均以褶皱变形为其主要型式，这些褶曲的轴面的倾斜方向均与冰碛物的流动方向成垂直；第三，表皮构造的形变基岩其影响深度不超过5m，而以下的基岩产状又恢复正常产状；第四，它多出现在庐山的山麓丘陵和平原地带，地形坡度较小的地点，这些地点常是冰碛物的终碛和前碛部位。它们的这些共同点，恰巧说明，表皮构造的发生与滑坡、崩坍和泥石流没有什么关系，而与冰川运动，停顿和前进的挤压，推挤作用有着密切关系。由此可见，庐山地区的表皮构造为冰川作用的产物是无庸置疑的。

### 三、关于“九江砾石层”的归属

出露于九江市十里铺、金氏山庄、长江边的一套棕红、黄白色砂砾石，粘土及砂质粘土的地层，称为“九江砾石层”<sup>[111]</sup>。前人将这一套地层与安徽铜陵附近的所谓“安庆砾石层”，南京附近的“雨花台砾石层”相对比，其时代定为中新世至下上新世时期。

“九江砾石层”在地表所见的露头不多，也未见到比较完整的剖面。通过九江市锁江楼的钻孔ZK<sub>21-4</sub>所取得的资料，并与地表出露的地层进行了对比研究，才对它有了进一步的认识。从ZK<sub>21-4</sub>钻孔(参见第二章第二、三节)得知，在“九江砾石层”之下还有一套河湖相地层，它与其上覆及下覆地层均呈假整合接触。依据磁性地层的研究，“九江砾石层”大致相当于古地磁极性柱的松山负极性世的奥尔都维事件时期，它沉积于距今1.60—1.80 Ma期间，与庐山地区鄱阳冰期的堆积物相当。从沉积物的纵向分布关系及其他沉积物的物质组成，从组成特征看，它应是鄱阳冰期时，冰川前缘的冰水沉积物，其时代应归属于早更新世的中期。对于它与“安庆砾石层”、“雨花台砾石层”的对比问题仍值得进一步研究。据江苏区测队的研究表明，“雨花台砾石层”应归属于上新世-早更新世。“安庆砾石层”据安徽水文队的研究认为，其下部应归属于上新世，上部应为早更新世。据我们对铜陵剖面的调查，并将它与庐山地区第四纪地层对比分析认为，铜陵剖面的底部砾石层大致应与“九江砾石层”的层位相当。所以，我们从庐山地区第四纪地层的沉积序列、古地磁资料所提供的年代数据看，“九江砾石层”的时代应该进行调整，不应该把它划为中新世-下上新世，而应该放在早更新世的中期

#### 四、关于网纹红土及网纹化地层

网纹红土在庐山地区及长江以南有广泛的分布。最东达长江三角洲的太湖以东地区，西部可分布于云南丽江地区，从分布地形海拔高度看，东部仅为几十米，西部则达到三千余米。这对长江流域来说，不仅具有很重要的地层意义，而且在探讨第四纪古气候方面也有重大意义。

网纹红土分布广泛，但以庐山大姑冰期冰碛之上发育的最为典型。它层位稳定，据古地磁磁性地层的研究，大致在松山极性世的贾拉米洛事件为底界，形成于距今约 0.90—0.40 Ma 之间。这一层位，据我们沿长江流域调查，其层位相当稳定，可作为研究长江流域第四纪地层对比的标志层。例如庐山地区、江汉平原地区(武汉地区)、宜昌地区、重庆地区、泸州地区、鹤庆、丽江地区、南京、太湖地区等均有出露。此层在大多数地区显示为棕红色，带不规则的白色网纹条带，主要为亚砂土和亚粘土，有的地区或夹有少量细砾，见有层理结构。多数地区层理不很发育，不夹细砾。但是，在庐山地区此网纹红土层，其色调从底部向上部反映多次深浅的变化，远观为棕红色白色网纹，但近观发现有棕红色和棕红黄色的变化，例如星子县的叶家垄剖面，九江十里铺剖面等，均有这种现象。这种色调上的变化，应当说是反映了古气候的波动。网纹红土的色调红黄相间的变化，仅在庐山地区出现，长江沿岸其他地区不曾见到，这是值得我们注意的问题。从古地磁研究表明，此层网纹红土的时代为中更新世的中上部，它普遍发育在一套中更新砾石层之上，砾石层的成因在各地有所不同，例如在庐山地区为冰碛、冰水沉积，在重庆和泸州地区则为河流相的冲积层。有的地区，如太湖地区则堆积在冲积、河湖相亚砂土层之上，甚至有的直接堆积在基岩之上。不管此网纹层红土堆积在何种成因的地层之上，但是有一点是共同的，那就是，堆积此层及堆积以后一个相当长的时期之内，长江流域是在一种较为湿润和炎热的气候环境之下，是可以肯定的。庐山的网纹红土，出现棕红及棕黄的有节奏的色调变化，至少可以反映出在沉积该层时，在大的湿热环境下，有其冷暖的气候变化（当然，这种气候的变幅不是很大）。另外，从庐山叶家垄网纹红土从下到上的一些特征（见第二章，三、四节）可以看出，底部的网纹红土有铁皮层发育，铁的含量较高，上部铁质含量相对降低，红色变浅，铁锰结核较发育。这种变化可以说明，中更新世时期间冰期的气候是湿润炎热的，是在庐山地区小气候影响下的独特变化。因此，庐山地区网纹红土的独特性，值得深入的研究，它对长江中下游，乃至我国南方在这一时期的气候变化有重要价值。

网纹化地层，是指庐山地区，有网纹结构的有关层位。据调查，庐山地区有网纹结构的地层在时间上，从早更新世至全新世均有这样的层位。第一层位，是在鄱阳冰期冰碛、冰水沉积之后的鄱阳-大姑间冰期，大致在距今 1.60—1.10Ma 间，也就是磁性地层年表的松山极性世奥尔都维事件与贾拉米洛事件之间(见第二章第五节)；第二个层位，在大姑冰期冰碛，冰水沉积之后的大姑-庐山间冰期，大致距今 0.90—0.40Ma 之间，即磁性年表松山极性世贾拉米洛事件之后至布容极性世之中。第三个层位是位于庐山冰期之后及全新世之前的不同成因堆积物。这些具有网纹结构的地层，其总的情况是，第二个层位网纹最为发育，色调最深；其次是，第一个层位网纹较为发育，色调为棕红黄色，色调稍浅；第三个层位，即最新层位，网纹有所发育，不甚鲜明，地层色调为深黄色和浅黄色。这三个有网纹结构的层位，

均属间冰期时期的堆积物或者为冰期沉积物的后期再风化而成。由网纹化地层的网纹化程度的差别可以看出,早更新世时期,间冰期阶段的气候湿热程度为中等,相对来说,中更新世时期的间冰期阶段气温最高,湿热化程度最深;晚更新世时期的间冰期阶段气温明显下降,湿热化程度最低。显而易见,从间冰期的网纹地层的发育情况,并不反映从早更新世至晚更新世庐山的气候是由较高气温逐渐变冷的说法,而是早、晚更新世的间冰期的气候较中更新世间冰期的气温要偏低一些。

## 结 语

(1) 庐山的山麓地带,第四纪地层的物质均来自庐山,其堆积厚度(可见厚度)超过 100 m。第四纪沉积物主要以粘土砾石、砂砾层、亚砂土、亚粘土、粘土所组成。其成因类型有:冰碛、冰水沉积、冲积、湖积等。

(2) 从庐山的第四纪沉积物与其侵蚀地貌和堆积地貌的密切相关关系来看,在第四纪地质的各个时期受着不同外营力作用搬运、侵蚀、堆积于不同的地貌部位。

(3) 据庐山第四纪地层层序的研究,沉积物的有关特征(包括沉积物的物理特征,地球化学特征,生物遗迹组合特征等)的研究证明 庐山曾有多次的气候的冷暖波动。从研究沉积物的砾石组构特征分析、粒度分析、砾石表面形态和特征研究、重矿物的组合、粘土矿物的组合规律、地球化学的特征(包括元素的分布与组合、各种氧化含量的变化及相互的比值关系、pH 值、Eh 值的变化,淋溶值和集聚值的大小,  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$  关系等),石英颗粒表面特征的电镜扫描研究、沉积物的砂薄片的显微镜下分析等所获得的微观资料和数据,并结合宏观调查所取得的资料综合分析。可以肯定,庐山曾发生过多次冰川作用,运用冰川地层学将地层可分为如下一些层位(从老到新):

大排冰期 冰碛( $Q_{I_A}^{s1}$ )、大排-鄱阳间冰期 冲积-湖积( $Q_{I_A}^{s1-l}$ )、鄱阳冰期 冰碛、冰水沉积( $Q_{I_B}^{s1-l}$ )、鄱阳-大姑间冰期 冲积、湖积( $Q_{I_B}^{s1-l}$ )、大姑冰期 冰碛、冰水沉积( $Q_{I_C}^{s1-l}$ )、大姑-庐山间冰期 冲积( $Q_{I_D}^{s1-l}$ )、庐山冰期 冰积、冰水沉积( $Q_{I_D}^{s1-l}$ )、庐山-芦林间冰期 冲积( $Q_{I_D}^{s1-l}$ )、芦林冰期(?)残积( $Q_{I_E}^{s1-l}$ )冰后期 冲积、坡积和洪积( $Q_{IV_E}$ )。

(4) 庐山地区第四纪时期新构造主要以断裂构造为其主要特征,它的基本特征是,构造运动明显、差异性突出;断块升降、继承性强;及具有宁静和活跃的间歇性。大致可分为 5 个构造运动时期,往往是一次冰期之后均有较为明显的构造运动。

(5) 第四纪时期庐山的环境演化,基本上是遵循冰期、间冰期即冷暖气候交替的变化格局。

(6) 据第四纪磁性地层的系统研究,庐山第四纪始于距今约 3.00Ma 前,即高斯正极性世的凯纳事件。中更新世开始于距今 0.90—1.10Ma 前,即大约位于极性柱的松山负极性世的贾拉米洛事件。晚更新世始于距今约 0.20—0.40Ma 前,大约位于极性柱布容正极性世之中。依据地磁年表及沉积速率的推算,庐山的大排冰期,即冰流时期大约在距今 2.50—3.00Ma 间;鄱阳冰期的冰流大约在距今 1.60—1.80Ma 盛行;大姑冰期的冰川滋长到消亡大约在距今 0.90—1.10Ma 间;庐山冰期大致在距今 0.20—0.40Ma 间,至于芦林冰期(?)什么时期开始至终结还有待进一步研究,芦林冰期是否产生冰川活动也是值得讨论和研究的问题。



## 参 考 文 献

- [ 1 ] 李四光, 1934, 关于研究长江下游冰川问题材料, 中国地质会志, 第 15 卷, 第 3 期。
- [ 2 ] 李四光, 1942, 中国冰期之探讨, 学术汇刊, 第 1 卷, 第 1 期。
- [ 3 ] 李四光, 1947, 冰期之庐山, 前中央研究院地质研究所专刊乙种, 第 2 号。
- [ 4 ] 李四光, 1933, 扬子江流域之第四纪冰期, 中国地质会志, 第 13 卷, 第 1 期。
- [ 5 ] 李四光, 1964, 华北平原西北边缘地区的冰碛和冰水沉积, 中国第四纪冰川遗迹研究文集, 科学出版社。
- [ 6 ] 李四光, 1972, 天文、地质、古生物资料摘要, 科学出版社。
- [ 7 ] Barbour, G. B., 1934, physiographic Sfrage of Central China, Bull. Geol. Soc. China. Vol. XIII.
- [ 8 ] Barbour, G. B., 1934, Analysis of lushan glaciation problem, Bull. Geol. Soc. China. Vol. 13.
- [ 9 ] Teilhard and Young, 1935. Cenozoic Squence in Yangtz Vally. Bull. Geol. Soc. China. Vol. XIV. No. 2.
- [ 10 ] 曹照坦等, 1964, 庐山冰川地形, 科学通报, 第 1 期。
- [ 11 ] 曹照坦等, 1983, 试论中国第四纪下界问题, 地质学报, 第 57 卷, 第 1 期。
- [ 12 ] 黄培华, 1963, 中国第四纪时期气候演变的初步探讨, 科学通报, 第 1 期。
- [ 13 ] 孙殿卿, 1957, 中国第四纪冰川遗迹记要, 科学出版社。
- [ 14 ] 孙殿卿等, 1961, 大冰期时期中国的冰川遗迹, 地质学报, 第 41 卷, 第 3—4 期。
- [ 15 ] 李四光, 1975, 中国第四纪冰川, 科学出版社。
- [ 16 ] 李永昭等, 1973, 中国第四纪冰期探讨, 地质学报, 第 1 期。
- [ 17 ] 李吉均等, 1983, 庐山第四纪环境演变和地貌发育问题, 中国科学, B 辑, 第 8 期。
- [ 18 ] 李吉均等, 1983, 中国东部山地第四纪冰期气候问题, 地理学报, 第 38 卷, 第 4 期。
- [ 19 ] 李吉均等, 1985, 论庐山冰川遗迹的真伪, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 20 ] 李容全等, 1985, 晚第四纪庐山地貌发育模式及其意义, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 21 ] 张林源等, 1981, 庐山羊角岭“表皮构造”成因探讨, 科学通报, 第 16 期。
- [ 22 ] 张林源等, 1985, 庐山地区混杂堆积的特征和成因, 中国第四纪研究, 第 6 卷, 第 2 期。
- [ 23 ] 张林源等, 1985, 庐山地区地貌发育过程和结构特征, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 24 ] 张兰庭, 1984, 庐山地区第四纪地层研究, 第四纪冰川与第四纪地质文集, 第一集。
- [ 25 ] 杨怀仁, 1985, 第四纪冰川与第四纪地质文集, 第二集, 地质出版社。
- [ 26 ] 周慕林, 1982, 庐山真有第四纪泥石流吗? 自然辩证法通讯, 第 4 卷, 第 2 期。
- [ 27 ] 周尚哲, 1982, 庐山东南叶家垄剖面的初步研究, 中国第四纪冰川沉积与地貌问题, 兰州大学出版社。
- [ 28 ] 周尚哲, 1983, 庐山地区第四纪古雪线问题, 兰州大学学报(自然科学版), 第 19 卷, 第 3 期。
- [ 29 ] 施雅风, 1981, 庐山真的有冰川吗? 自然辩证法通讯, 第 3 卷, 第 2 期。
- [ 30 ] 施雅风, 1982, 庐山山麓第四纪泥石流堆积的确证, 科学通报, 第 20 期。
- [ 31 ] 郑本兴, 1984, 九江-庐山地区第四系地层及早更新世早期冰川发育之证据, 兰州大学学报(丛刊 VI)。
- [ 32 ] 郑本兴, 1985, 庐山东南麓冰川作用表皮构造特征及其意义, 地球科学(武汉地质学院学报), 第 10

卷, 第4期。

- [ 33 ] 姚檀栋, 1981, 用积累面积比率法研究庐山第四纪冰川问题的探讨, 冰川冻土, 第3卷, 第1期。
- [ 34 ] 姚檀栋等, 1982, 庐山地区“冰斗”“U谷”及“泥砾”成因之辨析, 冰川冻土, 第4卷, 第4期。
- [ 35 ] 姚檀栋等, 1983, 稻城古冰帽的基本特征, 青藏高原研究, 横断山考察专集(一), 云南出版社。
- [ 36 ] 黄培华, 1982, 中国第四纪气候演变与庐山“冰川遗迹”问题, 冰川冻土, 第4卷, 第3期。
- [ 37 ] 黄培华, 1982, “冰期之庐山”质疑, 自然辩证法通讯, 第4卷, 第3期。
- [ 38 ] 黄培华, 1983, 五十年来中国东部第四纪冰川问题的研究及其争论, 冰川冻土, 第5卷, 第2期。
- [ 39 ] 崔之久等, 1984, 论分歧的现状和展望, 冰川冻土, 第6卷, 第3期。
- [ 40 ] 谢又予等, 1981, 九江-庐山地区第四纪沉积环境的初步探讨, 地理集刊, 第13号。
- [ 41 ] 谢又予等, 1984, 庐山古冰川质疑, 地理学报, 第2期。
- [ 42 ] 傅逸贤, 1982, 中国东部山地第四纪冰期气候的初步分析, 中国科学, B辑, 第11期。
- [ 43 ] 谢又予等, 1983, 庐山“冰川遗迹”质疑, 地理学报, 第38卷, 第3期。
- [ 44 ] 景才瑞, 1980, 庐北北麓第四纪冰川作用表皮构造的新发现, 科学通报, 第25卷, 第9期。
- [ 45 ] 景才瑞, 1981, 庐山没有第四纪冰川吗? 自然辩证法通讯, 第3卷, 第4期。
- [ 46 ] 德比希尔. E. 1982, 庐山的困境, 长江以南的更新世冰川作用, 冰川冻土, 第4卷, 第4期。
- [ 47 ] 孙殿卿等, 1982, 中国第四纪冰期与第四纪地层关系的探讨, 中国地质科学院地质力学所所刊, 第2号, 地质出版社。
- [ 48 ] 牟昫智, 1985, 庐山泥砾并非冰川成因, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 49 ] 刘振中, 1985, 科学庐山, 江西人民出版社。
- [ 50 ] 刘振中等, 1985, 庐山构造地貌与地貌发育, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 51 ] 刘泽纯, 1985, 从沉积地层看庐山冰碛与冰期的时代对比, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 52 ] 任美镛等, 1982, 对庐山第四纪冰川问题的几点意见, 自然辩证法通讯, 第4卷, 第2期。
- [ 53 ] 邓养鑫, 1983, 庐山羊角岭附近“泥砾”成因的泥石流解释, 冰川冻土, 第1期。
- [ 54 ] 王汉存、张林源, 1984, 庐山古冰川问题与赣中低山区的现代泥石流, 冰川冻土, 第6卷, 第2期。
- [ 55 ] 王汉存, 1985, 庐山历史时期的泥石流及其成因分析, 水土保持通讯, 第1期。
- [ 56 ] 赵良政, 1983, 九江庐山地区第四纪地层及早更新世早期冰川发育证据, 山地冰川演化和第四纪冰期问题研究, 兰州大学学报丛刊。
- [ 57 ] 赵良政, 1985, 庐山东南麓冰川作用表皮构造特征及意义, 地球科学, 第10卷, 第4期。
- [ 58 ] 赵良政, 1989, 再论庐山地区晚新生代地层及早更新世早期冰川作用证据, 中国东部第四纪冰川与环境问题, 科学出版社。
- [ 59 ] 邓养鑫, 1985, 泥石流地质地貌作用的初步探讨, 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊4号, 科学出版社。
- [ 60 ] 杨怀仁, 1987, 第四纪地质, 高等教育出版社。
- [ 61 ] 何培元等, 1987, 庐山高塍-白石嘴砾石层的组构特征及其成因探讨, 第四纪冰川与第四纪地质文集, 第3集。
- [ 62 ] 吴磊伯, 1957, 砾石定向测量意义和方法, 地质知识, 第12期。
- [ 63 ] 何培元等, 1982, 沅江瓮洞-安江段第四纪砾石层的组构分析, 中国地质科学院地质力学所所刊, 第2号。
- [ 64 ] 张志良等, 1981, 太行山东麓现代泥石流特征, 地质论评, 第27卷, 第6期。
- [ 65 ] JI. B. 鲁欣, 1964, 沉积岩石学手册(下), 中国工业出版社。
- [ 66 ] M. B. 克莲诺娃, 1959, 海洋地质学(上), 地质出版社。

- [ 67 ] 沈丽琪等, 1981, “北京人”遗址洞穴碎屑沉积的矿物组分特征及其意义, 地质科学, 第 1 期。
- [ 68 ] 沈丽琪, 1985, 沉积岩重矿物研究中的几个重要概念及其应用, 中国科学 B 辑, 第 1 期。
- [ 69 ] 陈丽华等, 1986, 扫描电镜在地质上的应用, 科学出版社。
- [ 70 ] 谢又予等, 1984, 中国石英砂表面结构特征图谱, 海洋出版社。
- [ 71 ] 施雅凤, 1985, 在争议中前进的中国第四纪冰川研究, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 72 ] 周廷儒, 1982, 中国东部第四纪冰川作用探讨, 第三届第四纪学术会议论文集, 科学出版社。
- [ 73 ] 杨达源, 1985, 中国东部山地更新世冰川研究, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 74 ] 孙殿卿等, 1977, 中国第四纪冰期, 地质学报, 第 2 期。
- [ 75 ] 景才瑞, 1958, 关于庐山冰蚀地形的讨论, 地质论评, 第 18 卷, 第 3 期。
- [ 76 ] 任美镔, 1953, 庐山地形的初步研究, 地理学报, 第 19 卷, 第 1 期。
- [ 77 ] 黄培华, 1963, 关于长江以南地区第四纪冰川遗迹问题, 科学通报第 10 期。
- [ 78 ] 周廷儒, 1986, 庐山在第四纪时期有无冰川作用问题, 北京师范大学学报(增刊)。
- [ 79 ] 施雅凤等, 1989, 中国东部第四纪冰川与环境问题, 科学出版社。
- [ 80 ] 李邦良, 1988, 庐山冰川地貌陆地卫星影像解释, 贵州工学院学报, 第 17 卷(增刊)。
- [ 81 ] 北京师范大学古地理教研室, 1985, 对庐山地区第四纪冰川问题的探讨, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集, 科学出版社。
- [ 82 ] 南京大学地理系地貌教研室, 1974, 中国第四纪冰川与冰期问题, 科学出版社。
- [ 83 ] 杨子庚等, 1979, 试论河北平原东部第四纪地质几个基本问题, 地质学报, 第 53 卷, 第 4 期。
- [ 84 ] 浦庆余等, 1977, 对元谋人化石层——元谋组的研究, 地质学报, 第 51 卷, 第 1 期。
- [ 85 ] 钱方等, 1977, 云南元谋盆地第四纪冰期与地层划分, 中国第四纪冰川地质文集, 地质出版社。
- [ 86 ] 第四纪冰川考察队, 1977, 四川螺髻山地区第四纪冰川地质, 中国第四纪冰川地质文集, 地质出版社。
- [ 87 ] 第四纪冰川考察队, 1977, 四川渡口地区第四纪金沙冰期的初步探讨, 中国第四纪冰川文集, 地质出版社。
- [ 88 ] 段万倜等, 1979, 青藏公路沿线第四纪冰期的研究, 科学通报, 第 24 卷, 第 10 期。
- [ 89 ] 江西地矿局区调队, 1978, 庐山地区第四纪地层的研究(专刊本)。
- [ 90 ] 南京大学地理系, 1983, 科学庐山, 江西人民出版社。
- [ 91 ] E. J. 扎克林斯卡娅, 1965, 孢子花粉分析概论, 中国工业出版社。
- [ 92 ] 中国植被编辑委员会, 1980, 中国植被, 科学出版社。
- [ 93 ] 林业部调查规划院, 1983, 中国山地森林, 中国林业出版社。
- [ 94 ] 周延兴, 1984, 论沧州沿海地区第四纪沉积物  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  垂直变化周期及其应用, 海洋地质与第四纪地质, 第 4 卷, 第 2 期。
- [ 95 ] Emiliani, C. 1968. The pleistocene Epoch and the Evolution of man, Current Anthropology 9(1).
- [ 96 ] Shackleton, J. J., and apdyke. N. D, 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of equatorial pacific Cores V 28—238; Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year— $10^6$  year Scale. Quaternary Research, 3.
- [ 97 ] Kukla, G. 1977. pliestacene land-sea Correlation, 1 Europe. Earth-Science Reviews. 13.
- [ 98 ] 大场忠道, 1982, 第四纪的海水温度——论氧同位素比( $^{18}O/^{16}O$ ), 海洋地质, 第 2 期。
- [ 99 ] 卫克勤等, 1983, 西藏羊八井地热水的氢氧稳定同位素组成及氡含量, 地球化学, 第 4 期。
- [ 100 ] 徐钦琦等, 1981, 陕西洛川黄土与深海沉积物的对比, 科学通报, 第 19 期。

- [101] R. E. 格里姆, 1960, 粘土矿物学, 地质出版社。
- [102] 张青松等, 1981, 青藏地区上新世古地理和高原隆起, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题, 科学出版社。
- [103] 计宏祥, 1981, 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题, 科学出版社。
- [104] 徐馨, 1977, 浙江天目山地区第四系孢粉组合及其古气候意义, 中国地理学会 1977 年地貌学术讨论会文集, 科学出版社。
- [105] 郑绍华, 1982, 和县猿人小哺乳动物群的性质及其意义, 科学通报, 第 21 期。
- [106] 韩同林, 1989, 青藏高原第四纪大冰盖形成的野外证据, 地质论评, 第 35 卷, 第 5 期。
- [107] 吴锡浩等, 1982, 东昆仑山第四纪冰川地质, 青藏高原地质文集(4), 地质出版社。
- [108] 崔之久, 1964, 关于中国西部第四纪冰川覆盖类型问题, 地质学报, 第 44 卷, 第 2 期。
- [109] 丁梦林, 1982, 九江庐山一带第四纪地层, 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会论文汇编。

# Abstract

## Introduction

Lushan Mountain, as a famous mountain for its scenic beauty since ancient time, is one of the ideal areas for studies on Quaternary glaciogeology and environment in China. As early as 1930's, Professor J. S. Lee (Li Siguang), a pioneer of China's modern natural sciences and an outstanding geologist, conducted long and repeated geological investigation and study in Lushan area. He gave detailed discussion on the topographic forms, strata, lithologic and structural characters, tectonic movements, and forming age of the mountain etc., which since 1931 has been gone down in the "Brief Geological Annals of Lushan Mountain" in the "Annals of Lushan Mountain". It was he who first discovered the Quaternary glacial traces and remains in Lushan area. He published the paper "Quaternary Glaciation in the Yangtze Valley" in 1933, in which he described the geomorphic evidence of glaciation, glacial accumulation, and subdivided the glaciation into Poyang, Jinjing and Tulou three glacial stages in Lushan area. In 1934, he published the "Data Relating to the Study of Problems of Glaciation in the Lower Yangtze Valley", in which he introduced some of his new finds in Jiuhuashan and Tianmushan areas, central Anhui Province, as well as further demonstrated several moraine profiles in Lushan area. In 1936, he found new evidence of glacial activity, such as the glacial marks on the U-shaped valley etc. in Huangshan Mountain, and published "Confirmatory evidence of Pleistocene Glaciation from the Huangshan, Southern Anhui". He finished the book "Quaternary Glaciations in the Lushan Area, Central China" (The Ice Age of Lushan) in 1937, which did not be formally come off the press until 1947 due to the influence of the War of Resistance Against Japan. This book summarized the investigation on Quaternary glaciation and historical process on glaciations in China. It comprehensively and systematically discussed the Quaternary glacial traces in Lushan area, and three glacial-interglacial substages, i.e. Poyang glaciation, Poyang-Dagu interglacial stage, Dagu glaciation, Dagu-Lushan interglacial stage and Lushan glaciation were renamed in this book, which were also correlated with the glacial stages in Alpine areas. Based on long period of investigation and study, "Quaternary Glaciations in the Lushan Area, Central China" is a scientific summation of Quaternary glacial remains, and lay a solid foundation for the establishment of Quaternary glaciogeology in China on the theoretical and practical plane. In 1940's, Professor J.S. Lee wrote some other important articles, such as "Brief Accounts of Quaternary Glacial Phenomenon in Western Hubei, Eastern Sichuan, Western Hunan, and Northern Guangxi", "A Discussion on China's Quaternary Glaciations", "Glacial Remains and

Traces in Guizhou Plateau" etc. He considered that the violent climatic fluctuation in China was not fortuitously local events but the extensive regional changes, which showed no difference with that in Western Europe and Northern America. In his opinion, it cannot get the knowledge of China's Quaternary geological history, if the above-mentioned major facts were ignored. The Quaternary Glaciogeology in China has become an important discipline since 1960's, and now it not only studies the Quaternary glaciation, but also provides services for national economic constructions.

At the beginning of 1930's, several foreign scholars who worked in China, such as G.B. Barbour (Britain), E. Nystrom (Germany), Teilhard de hardin (France) and E. Norin (Sweden) etc., all took a sceptical attitude to that whether Quaternary glaciations existed in East China. Especially G.B. Barbour and Teilhard de Chardin expounded their opposed opinions to object to that there were Quaternary glaciations in Lushan area or even in East China in their papers. In 1940's, many famous Chinese geologists and geographers, such as Yuan Fuli, Li Chengsan, Xu Jie, Sun Dianqing, Li Jie, Wang Yuelun, Jia Lanpo, Yu Jianzhang, Guo Wenkui, Guo Lingzhi, Gao Yongyuan, Xiong Yongxian, Yang Huai ren, and Re Meie etc., who wrote papers concerned Quaternary glaciations, supported that there were repeated glacial climate during Quaternary Period in China. Professor H.V. Wissman, a German geologist, also supported J.S. Lee's opinion after his investigation in Lushan area, and he pointed out that it was an earth-shaking discovery to find multiglaciations occurred during Quaternary Period in China. In 1950's Д. В. Наливкин, a Soviet geologist, published his paper of "A Glorious Chapter of Geological History in Asia" after his investigation on the rock glacial pavement at Longen Temple in Xishan, Beijing, and he deeply believed that there were Quaternary glaciations in China and also including Lushan area. After the investigation in Lushan area, S. Kozarski, a Poland geologist, said, "It can be concluded that there are four glacial stages during Pleistocene in China either."

Since 1960's, especially in 1980's, Mr. Shi Yafeng, who has conducted study on modern glaciers for many years, published continuously a series of articles and monograph, in which he proposed that there were no Quaternary glaciations in middle and low mountainous regions of East China. He also invited Mr. E. Derbyshire, a British lecturer, coming to China and doing investigation in Lushan area for three days. Then E. Derbyshire wrote article to negate the glacial remains and traces in Lushan area. In a word, their main disputes are as follow:

(1) The accumulational deposits at piedmont in Lushan area are not glacial accumulation but the accumulation of debris flow.

(2) The geomorphic forms in Lushan area are not geomorphic features of glacial erosion but the results of normal erosion of running water.

(3) Glaciers can not be formed in Lushan area for the reason of the lower elevation of Lushan Mountain than that of Qinghai-Xizang Plateau and western mountainous re-

gions.

(4) The height of Lushan Mountain is below the snowline of modern glaciers in western China, therefore, glaciations are impossible to exist in Lushan.

(5) The latitude of Lushan Mountain is so low that it is impossible to form glaciers in Lushan area.

The Hydrogeological Party of Jiangxi Province has conducted comprehensive investigation and study in Lushan area for many years since 1970's. Many scholars and researchers from the Geography Department of Nanjing University, Nanjing Hehai University, Huazhong Normal University, China University of Geosciences (Wuhan), Hubei University and Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources etc., have conducted broad studies in Tianmushan, Lushan, Jiuhuashan and Yellow Mountain etc., and a lot of evidence of Quaternary glaciations have been found by their work. In addition, great new advances on the study of Quaternary glaciations have been made in China's middle and low reaches of Changjiang River in recent years by Sun Dianqing, Zhou Mulin, Jing Cairui, Yang Huairan, Zhao Liangzheng, Fu Yixian, Wu Xihao, Cao Zhaoyuan, Yang Dayuan, Xu Xin and Zheng Shaohua etc., who present new evidences and testing information from various aspects. In most recent time, Han Tonglin, from Geological Institute of CAGS, has concluded that an united Oceanic giant ice sheet existed in Qinghai-Xizang Plateau during early Quaternary based on large amount of evidences and data he obtained through his on-site investigation, he also pointed out that this new discovery will have significant effect and support on the study of Quaternary glaciations and environmental evolution in East China.

Professor J. S. Lee summarized the scientific methods and ways of distinguishing Quaternary glaciations through his practice and study for a long time. He concluded that there were at least three essential evidences and one deserved evidence that can be used for confirming but may only be found in some limited places. The three essential evidences include:

(1) The stagnant tills of massive ice layers at mountainous areas and the traces of the ice layers moving from high to low.

(2) Moraine, i.e. the deposits under the glacier and the accumulated deposits on both sides and in front of glaciers.

(3) Glaciofluvial deposits and other periglacial deposits.

Although each of the three evidences can be separated freely and which has its own indicating significance of different degree, the most important is considering three of them as a related whole, only in this case they can indicate the advance, movement and regression of glaciers. As for the deserved evidence but only can be found in some particular circumstance refers to the remains and traces of animals and plants in cold climate.

We have reconducted investigation repeatedly in Lushan area by following Lee's epistemology and methodology. On the basis of former's work, we study the Quaternary

stratigraphic sequence by means of macroscopic geological investigation, drilling and trench observation. We consider that it is the most important key link to study the sediments for determining the paleoglaciation and reestablishing the pattern of paleoclimatic evolution. Both the traces of glaciation and paleoclimatic information were remained in the sediments. Therefore, for reestablishing the regularity of Quaternary glaciations in Lushan area, the study can be conducted by the following steps:

- (1) Geological characteristics of Quaternary deposits
- (2) Feedback of geochemical information of sediments
- (3) Paleontologic succession
- (4) Temporal and spacial scale
- (5) Relationship between tectonic movements and sediments, and the influence of tectonic movements on climatic changes

Through our investigation, we have collected systematically great amount of samples and conducted various measurements, such as fabric and size analysis, spectral analysis, chemical analysis, heavy mineral analysis, clay mineral analysis, spore-pollen analysis, transmitting electron microscope analysis, scanning electron microscope analysis, oxygen isotope analysis, paleomagnetic dating etc. It has been established a completely glacial stratigraphic sequence according to the macroscopic characters and microscopic analysis. Based on the paleomagnetic measurement, the Lower boundary of Quaternary is about 3.0 Ma BP in Lushan area; the Dapai glaciation is 3.0–2.5 Ma BP; the Poyang glaciation is 1.8–1.6 Ma BP; the Dagu glaciation is 1.10–0.9 Ma BP; and the Lushan glaciation is 0.4–0.2 Ma BP.

The environment is characterized by the glacial-interglacial fluctuations and an obvious positive movement after each glaciation in Lushan area. In a word, it is no doubt that the cold-warm climatic fluctuations in Quaternary have significant influence on the Quaternary geological process in Lushan area.



## I Regional Survey

### 1. Natural geography

Neighbouring Changjiang River to the south, Poyang Lake to the east and Bali Lake to the west, Lushan Mountain is located in northern Jiangxi Province, its geographical coordinates is at  $29^{\circ} 25' - 29^{\circ} 47'$  northern latitude,  $115^{\circ} 52' - 116^{\circ} 10'$  eastern longitude. Lushan is a horst mountain of middle height, and its highest peak, Hanyang Peak, is 1473.8 m above sea level. The piedmont of Lushan Mountain is low mountainous and hilly land, the lie of Lushan Mountain stretches in northeast-southwest direction for about 30 km long and 5-10 km wide, and the area of Lushan is about 300 square kilometres. The modern drainage system in Lushan is in a radiated form. Lushan is situated at the northern fringe of the evergreen broadleaf forest—red soil and yellow soil belt in the middle subtropical zone, but now it is located at the monsoon region in subtropical zone. The heights between the peak and piedmont are quite different, while the maximum height difference can reach up to about 1700 m. The annual average temperature is about  $11.4^{\circ}\text{C}$  and the lowest temperature is  $-16.8^{\circ}\text{C}$ , and the annual average rainfall is 1833.6 mm and the maximum snowfall depth is 37 cm on the mountain, while the annual average temperature is  $17^{\circ}\text{C}$  and the lowest temperature is  $-9.7^{\circ}\text{C}$ , and the annual average rainfall is 1412.13 mm and the maximum snowfall depth is 2.5 cm at Jiujiang City at the foot of the mountain. The modern vegetation shows obviously vertical zoning in Lushan Mountain, which changes from evergreen broadleaf forest to mountainous meadow upward, and the soils change from red soil to mountainous forestsoil upward.

### 2. Brief Geological introduction

All the pre-Quaternary strata are cropped out except the Triassic, Jurassic and Tertiary strata, their lithological characters are mainly of sedimentary rocks and metamorphic rocks and some magmatite as well. The Quaternary strata are widely distributed in Lushan area, the total thickness is about 100 m. The geological structures are complex in the study area, which are mainly of fractures and folds, and the structural lines stretch in NE-SW and NNE-SSW directions. It is mainly controlled by the Tongyuan-Shilipu Fault and Xingziwenquan-Haihui Fault in the NE-SW direction in Lushan area. The magmatite are mainly distributed in east, south and west areas of Lushan, which are mainly of intrusive rocks and effusive rocks that were created in Sinian and Jurassic periods. Their lithologic types are mainly of neutral acid biotite granodiorite, granodiorite-porphry, giant granite etc.

Neotectonic movements has occurred for many times since Quaternary in the main form of relative positive movement in Lushan area.

### 3. Geomorphic features

According to the field investigation and satellite image analysis, it can be revealed ob-

viously that there are three graded platforms. The first one is about 1400–1450 m above sea level, while the second and third ones are about 900–1000 and 500–600 m above sea level respectively. There are four piedmont graded surfaces widely distributed on the piedmont, their elevations are of 280–350, 150–200, 90–120 and 50–70 m respectively. It can be seen that there are glacial drifts and glaciofluvial deposits distributed on all these piedmont surfaces. The traces of landforms of glacial erosion, such as cirque, glacial trough and glacial staircase etc., are remained on the mountain and slopes of Lushan.

## II Quaternary Geology

### 1. General situation

The Quaternary geological history is developed upon the basis of pre-Quaternary periods. The Quaternary strata are widely distributed in Lushan area, the major sedimentary types are of glacial drifts, glaciofluvial deposits, fluvial deposits and lacustrine deposits etc. The types of Quaternary deposits are controlled by the influence of Quaternary climatic fluctuations of warm and cold alternations. The glacial drifts and glaciofluvial deposits are mainly developed when the glaciers advance during glacial stages; while the fluvial and lacustrine deposits occupy a dominant position when glaciers regress during interglacial stages. The Quaternary deposits are characterized by a set of loosely elastic sediments, which are mainly of clayey gravel layers, sandy clay and silty clay. Their accumulated positions are concerned with the advance and regression of glaciers. The Quaternary began at 3.0 Ma BP, and it has experienced relative positive movements of different scales for 5 times since then in Lushan area, during which several obvious unconformities in the Quaternary strata were formed, as well as the faults and displacements.

### 2. Research methods on Quaternary stratigraphic

The Quaternary stratigraphic subdivision is classified by using comprehensive methods of lithostratigraphy, biostratigraphy, sedimentostratigraphy, paleomagnetic stratigraphy, climatic stratigraphy and chronostratigraphy. The impact of neotectonic movements is also considered at the same time. Based on the microscopic study on sediments, such as geophysical and geochemical characters of the sediments, biological succession, chronologic data and concerned information, the Quaternary stratigraphic sequence has been established by comprehensively analysing and studying all the above data.

### 3. Principles on Quaternary stratigraphic subdivision

Based on the principles of above stratigraphic subdivision, as well as the particular characteristics of the Quaternary deposits in Lushan area, the lower boundary of Quaternary is classified at 3.0 Ma BP, the boundary between the Early and Middle Pleistocene is at 1.1 Ma BP, while the boundaries of the Middle and Late Pleistocene and the Pleistocene and Holocene are at 0.4 Ma and 12 ka BP respectively.

### III Genetic types of Quaternary deposits

#### 1. Main genetic types of Quaternary deposits

(1) Glacial and glaciofluvial series: It includes moraine, glaciofluvial deposits, freeze-weathering accumulations.

(2) Fluvial series: It refers to accumulations of the fluvial, debris flow and washland facies.

(3) Lacustrine series: It includes the lacustrine facies, lacustrine beach facies and swampy facies.

#### 2. Temporal and spacial distribution of varied types of Quaternary deposits

It is dominated by glaciofluvial deposits in the Early Pleistocene, while the alluvial-diluvial deposits are widely distributed in the Middle and Late Pleistocene and Holocene. The lacustrine and swampy facies are widely distributed in the Early Pleistocene and Holocene. The mixed deposits of eolian and fluvial facies are developed in the late period of Late Pleistocene, and the eluvial slopewash, washland deposits and debris flow are very developed during Holocene.

### IV Neotectonic movements

It is focussed on the neotectonics, neotectonic movements, and neotectonic periods.

#### 1. Expression of the neotectonic movements

It is showed as (1) the obvious difference between Lushan Mountain and its surrounding regions; (2) the distinct scar on the east and west two sides; (3) variation of valley forms; (4) multistage linn and waterfall; (5) eruption of warm spring and seismic records; (6) piedmont multistage platform.

#### 2. Major types of neotectonics

It includes (1) graben and horst; (2) fracture structure; (3) tilted structure.

#### 3. Main characteristics of neotectonic movements

It is showed as (1) diversity; (2) obvious inheritance of fault-block movement; (3) intermittence.

#### 4. Phases of neotectonic movements

There are 5 tectonic periods, which are 2.5-3.0, 1.1-1.6, 0.7-0.9, 0.4 and 0.1 Ma BP from old to young respectively. They all showed the relative uplift of Lushan Mountain.

### V Characteristics of Quaternary deposits

#### 1. Lithological characters of Quaternary deposits

It includes the colours of sediments, lithologic components, sedimentary cycles and

ferromanganese nodules etc. In a word, the colours of the Quaternary deposits vary from dark to light from Early Pleistocene to Holocene in Lushan area, and it is mainly of brown-red in Early Pleistocene, it is grey-white and grey-yellow in Middle Pleistocene, it is brown-yellow and light yellow in Late Pleistocene, while it is mainly of light yellow in Holocene. The Quaternary deposits in Lushan area are derived from Sinian and Cambrian strata, which are mainly of feldspathic quartzose sandstone, quartzite, silicalite, granite and granite gneiss. It can be classified 10 lithologic sections. The sedimentary cycles and lithologic sections are all concerned with the warm-cold climatic fluctuations. The ferromanganese nodules are mainly contained in the upper part of Lower Pleistocene, the patterned red soil of Middle Pleistocene and the Upper Pleistocene, particularly in the Middle Pleistocene, in which it reached the highest content.

## 2. Fabric characters of gravel

Measurement, statistics and calculation have been conducted for the Middle Pleistocene clayey gravel layers which are widely distributed on the piedmont in Lushan area. It is showed that this set of gravel layers is conformed to the characteristics of neither fluvial deposits and debris flow nor pluvial deposits, but its characteristics coincide with that of glacial and glaciofluvial activity according to the size, partial shape, partial orientation and partial component of gravels.

## 3. Size characters

It is showed that the peak of frequency curve of the glacial drifts is between 4-5 by systematically analysing the Quaternary deposits in Lushan area. The parameter of sizing to the Quaternary deposits such as Md, So, Sk etc., suggest that the genesis of the Quaternary deposits are not "debris flow" and "fluvial" facies but varying with the warm-cold fluctuations of climate.

## 4. Geochemical characters

The geochemical characters of Quaternary deposits, such as the variation of elements (including macroelements and microelements), the content and ratio of oxide and their relationship, the weathering index in the strata, and the variation of Eh, pH and Sr/Ba ratio etc., can reflect the evolutionary pattern of paleoclimate in Lushan area, and they suggested that the climate presented the evolutionary pattern of from warm and wet to cold and dry for many times in Lushan area since Quaternary.

## 5. Heavy mineral characters

10 mineral assemblage zones can be classified according to the assemblage variations of the heavy minerals in the Quaternary strata. The regularity of the variations of ZTR index and percentage content of heavy minerals can provide information for indicating the warm-cold fluctuations of climate.

## 6. Clay mineral characters

Based on the analysis of clay minerals in the Quaternary strata, such as thermography (differential thermal analysis), Xdiffraction analysis, transmissive electron microscope ana-

lysis, and spectral analysis etc., it is showed that the clay mineral assemblages vary with the climate. The content of illite was at high percent during glacial stage, while the contents of kaolinite and montmorillonite were at high percentage during interglacial stage.

#### 7. Surface texture characters of quartz sand

Based on the scanning electron microscope analysis, it is showed that the quartz sands are with obvious conchoidal fractures, scratches, parallel staircases, cleavage surfaces in the glacial drifts in Lushan area, while the quartz sands are characterized mainly by V-shaped striken pits, conchoidal fractures and parallel cleavage surfaces, as well as a lot of pockets and recrystallized gypsum crystal bodies on the surfaces of quartz sands in the nonglacial drifts.

## VI Quaternary glacial trace and stages

The Quaternary glaciations and subdivision of glacial stages are clarified based on the study of macroscopic accumulated characters and microscopic textures of the Quaternary deposits, as well as a certain amount of the phenomena and evidence from the landforms of glacial erosion and accumulation in Lushan area.

### 1. Geomorphic traces of Quaternary glaciations

The landforms of glacial erosion are showed as cirque, glacial U-shaped valleys, hanging valleys, glacial spill-ways, firn-basins, glacial chutes, glacial slopes, cross-walls, glacial staircases, horns, knife-edge crests etc., while the morainic topography is showed as end moraine, lateral moraine and glaciofluvial terrace etc.

### 2. Glacial brift remains

It includes the glacial drifts of Dapai glaciation at Dapailing, the moraine and glaciofluvial deposits of Poyang glaciation at Jindingshan, the moraine and glaciofluvial deposits of Dagu glaciation at Baishizui and Yeyonglong etc., and the glacial drifts of Lushan glaciation at Dajiaochang.

### 3. Evidence of Quaternary glaciations

It includes the glacial pavement, rock epigenetic structure, drift boulder, the facies change zone of moraine and glaciofluvial deposits etc.

### 4. Microtexture of tills and Glaciofluvial deposits

It includes the X-deformation lines of the quartz grains, mosaic texture, corroded texture and insertion texture etc.

### 5. Subdivision of Quaternary glacial stages

The subdivision on glacial stages is mainly based on the geomorphic positions of glacial accumulation, landforms of interglacial deposits, the differential weathering of glacial drifts, the variation of mineral assemblages between glacial drifts and nonglacial deposits, microtexture characters of moraine and nonmoraine, and the difference of fossils. It can be divided into 5 glacial stages and 4 interglacial stages from old to young, i.e. the Dapai,

Poyang, Dagu, Lushan, Lulin (?) glaciations and the interglacial stages between them.

## VII Quaternary paleoclimatic environments

### 1. Sporo-pollen analysis

Based on the sporo-pollen analysis, it can be divided into 14 sporo-pollen assemblages. Although the assemblages are not obvious, they can also indicate the cold and dry—warm and wet fluctuations of climate changes. They showed that there are 4 cold and 3 warm periods.

### 2. Study on the ratio of high and low valence Fe

The Fe is one of the most sensitive elements which can indicate the climate changes. The higher the content of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  is, the redder the tone of strata is, indicating the wetter and hotter climate. On the contrast, the tone of strata is yellow when the content of FeO is high, indicating the dry and cool climate. Thus, the analysis on the Fe oxides is based on the above mentioned knowledge to the Quaternary strata in Lushan area. The variation and value of paleoclimate are calculated from the content of Fe oxides, i.e. the values of paleoclimate are calculated by the formula:  $t = T + \frac{\text{TM}}{m}$ . Based on these obtained data, it is showed that the annual average temperature is about 3.27–10.78°C in glacial stages, which is 7–14°C lower than that of the present. If the temperature drop is 0.5–0.6°C with the elevation rise 100 m, the annual average temperature is only 0–7°C on the top of Lushan Mountain. And it is showed that the annual average temperature is 4–11°C higher than that of the present in the interglacial stages.

### 3. The oxygen isotope records in the Quaternary strata

Based on the analysis of  $\delta^{18}\text{O}$ , it is indicated that there are 4 obvious cold periods and 3 warm periods in Lushan area.

## VIII Magnetostratigraphy and ages of glacial stages in Lushan areas

The paleomagnetic samples has been collected systematically for three times. The testing results are basically the same to the corresponding sections, and the varied characters of polarity zones and polarity subzones are also the same showed by the different positions and sections. Therefore, the results are exact and reliable. It is showed that the corresponding strata can be correlated transversely based on the Dajiaochang, Lulin, Jinminshanzhuang, Jiangbochang-Baishizui, Yeyonglong sections and ZK21-4 and ZK503 drill holes. According to the paleomagnetic dating, the ages of the glacial and interglacial stages in Lushan area showed as follow:

Dapai glaciation, 2.5–3.0 Ma BP; Poyang-Dapai interglacial stage, 1.8–2.5 Ma BP; Poyang glaciation, 1.5–1.8 Ma BP; Dagu-Poyang interglacial stage, 1.1–1.5 Ma BP; Dagu

glaciation, 0.9–1.1 Ma BP; Lushan–Dagu interglacial stage, 0.4–0.9 Ma BP; Lushan glaciation, 0.2–0.4 Ma BP.

## IX Quaternary environmental evolution and a discussion on several concerned problems

### 1. Quaternary environmental evolution

It experienced 5 evident cold and 4 warm climatic fluctuation processes in Lushan area since Quaternary. While there are traces and evidence of glaciations during the former 4 among the 5 cold climatic periods. And it occurred one obvious crust movement after each cold climatic period, i.e. Lushan Mountain has been elevated for 5 times by the neotectonic movements. The pattern of the environmental evolution is showed as multicycle climatic fluctuations, i.e. glacial accumulations during glacial stage—tectonic movement (uplift of Lushan Mountain)—climate warming, glacial regression, debris flow and alluvial deposits during interglacial stage.

### 2. A discussion on several concerned problems

(1) The landforms of glacial erosion in Lushan area such as cirque, glacial U-shaped valley, glacial staircase, do exist based on on-site investigation, the shapes and characters of the landforms of glacial erosion, and the analysing data of their related deposits. No other reasons can creat these kinds of landforms.

#### (2) Epigenetic structure

From the formation mechanism of epigenetic structure and its correlated relationship with the glacial drifts, it can be concluded that the epigenetic structure is not caused by the traction of debris flow but created by the push-compression during the process of glacial motion.

#### (3) Jiujiang gravel layer

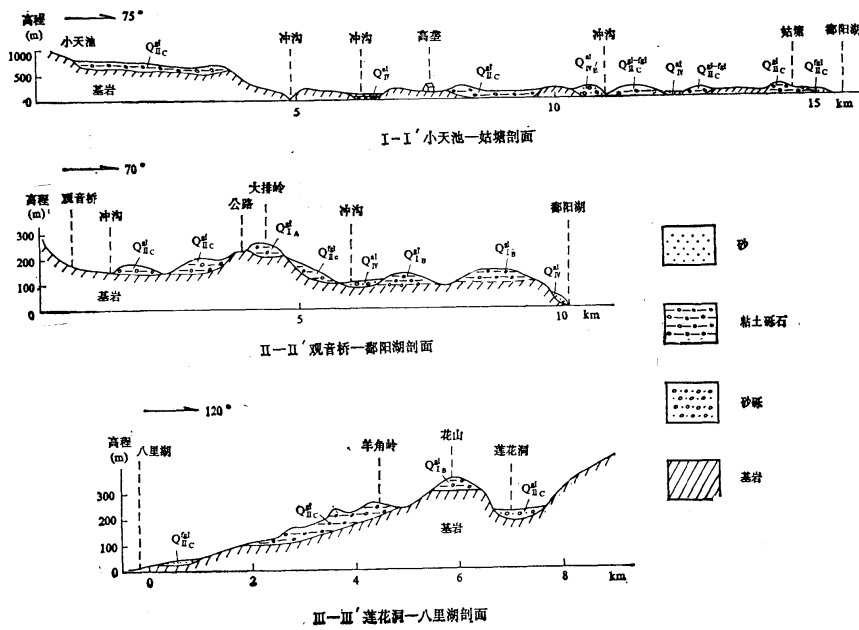
Based on the study, it is showed that the Jiujiang gravel layer was formed not in Miocene to Early Pliocene but in Early Pleistocene. It is the glaciofluvial accumulations in the Poyang glaciation, the age is 1.6–1.8 Ma BP.

#### (4) Patterned red soil

The patterned red soils were developed in three periods, that is in Early, Middle and Late Pleistocene, particularly in the Middle Pleistocene. The patterned lines of the patterned red soils are the results of wet-hot weathering during and after the deposition according to the study. It is showed that the climate and temperature in the Middle Pleistocene interglacial stage is a little hotter and higher than that in the Early and Late Pleistocene interglacial stages reflected by the patterned red soils.





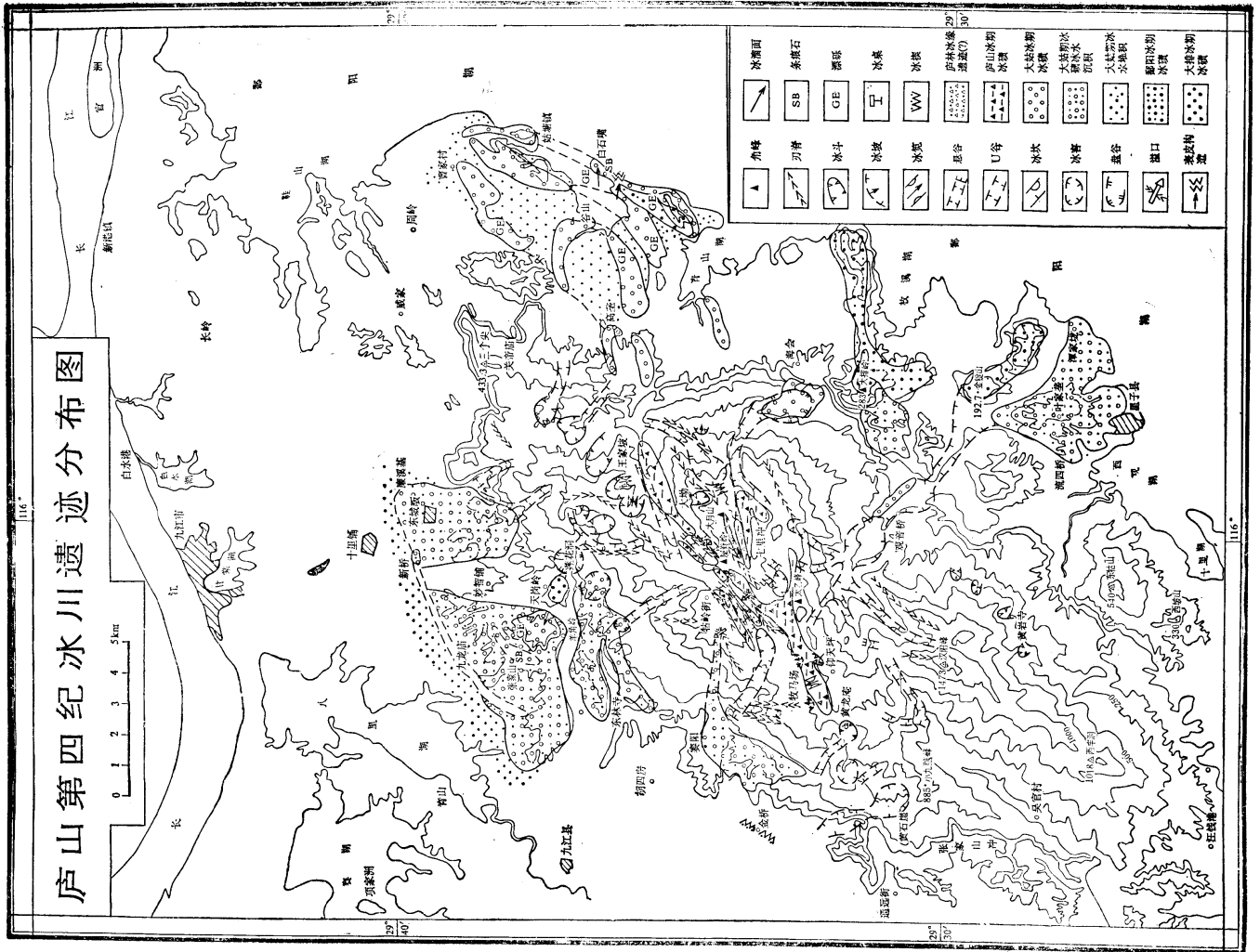


庐山地区第四纪沉积物综合柱状图

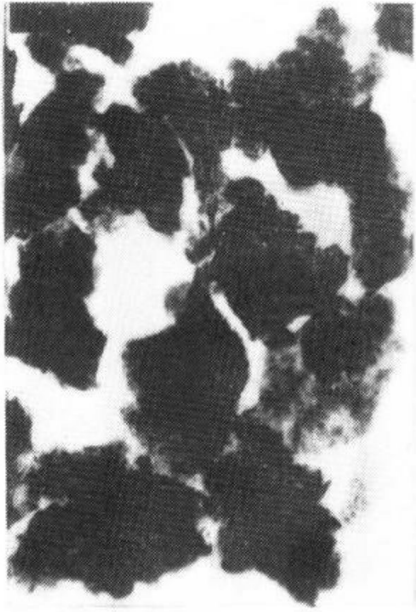
时代	冰期划分	代号	柱状图	厚度	岩性描述
全新世	冰后期	Q <sub>IVe'</sub>		5 1	浅黄色、亚砂、亚粘土、底部夹砂砾，含孢粉：Quercus, Ulmus, Salix
		Q <sub>IVe</sub>		2 1	黄色亚粘土夹岩石碎屑，碎屑为石英岩等，无层次、无分选。
晚更新世	庐山—庐林间冰期	Q <sub>IIIc'</sub>		8	黄色砂砾层，粘土夹砾石、亚粘土组成。
	庐山冰期	Q <sub>IIIc</sub>		4 1 6	黄色粘土砾石，无分选，有条痕，含孢粉，Pinus, Saxifragaceae.
中更新世	大姑—庐山间冰期	Q <sub>IIc'</sub>		3 1 25	棕红色网纹粘土，见少量砾石、砾石磨圆差，有 F <sub>1</sub> , M <sub>1</sub> 结核孢粉，化石有 Ulmus, pinus, peridium, Juglans, Salix
		Q <sub>IIc</sub>		3 1 10	灰白色粘土砾石层，无分选，大小混杂，大的长径可达 2 m，含条痕，含孢粉化石有 Pinus, Chenopodiaceae, Artemisia
早更新世	鄱阳—大姑间冰期	Q <sub>Ib'</sub>		3 1 20	棕红色粘土夹细砾，上部砾石量少，下部较多，砾石分选好，砾径较少，仅约 0.2-0.3 cm，含有孢粉：Pinus, Gramineae, Salix, Quercus, Chenopodiaceae.
		Q <sub>Ib</sub>		3 1 15	褐黄色粘土夹砾石，砾石多呈棱角状，砾径一般为 2-5 cm，无分选及层次，孢粉有 Gramineae, artemisia, Pinus, Chenopodiaceae.
新世	大姑—鄱阳间冰期	Q <sub>Ia'</sub>		20	下部为棕褐色粘土夹少量细砾，砾径为 1-2 cm，上部为棕红色粘土夹砾石，砾石含量有所增加，此层含有孢粉：Gramineae, Artemisia, Quercus, Chenopodiaceae.
		Q <sub>Ia</sub>		12.5	棕红色砂砾石层，砾石无分选，最大砾石长轴可达 7.23 m，砾石多呈棱角状，顶部砾石有粗状排列，含有孢粉化石：Pinus, Ulmus, Artemisia.
白垩纪		K		<200	紫红色砂岩、砂砾岩。未见底。

注：地层厚度为m。

附图II



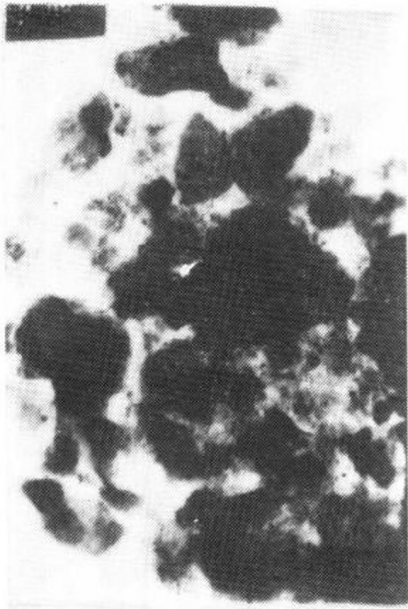
图版 I



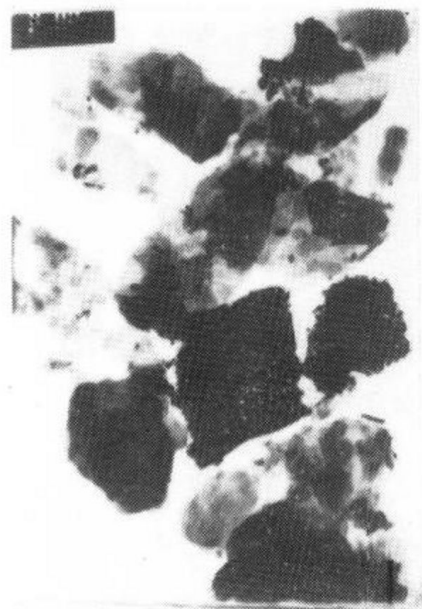
I<sub>1</sub> 庐山大校场,庐山冰碛中粘土矿物的透射电镜照片,矿物以伊利石为主。  
×1300



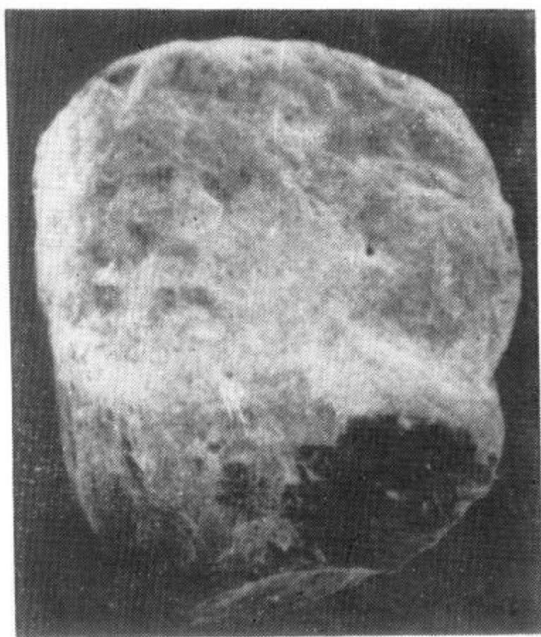
I<sub>2</sub> 庐山白石嘴大姑冰期冰碛中,粘土矿物的透射电镜照片,矿物以伊利石为主。×1700



I<sub>3</sub> 庐山白石嘴褐黄色亚粘土层中,粘土矿物的透射电镜照片,矿物以伊利石为主。1300



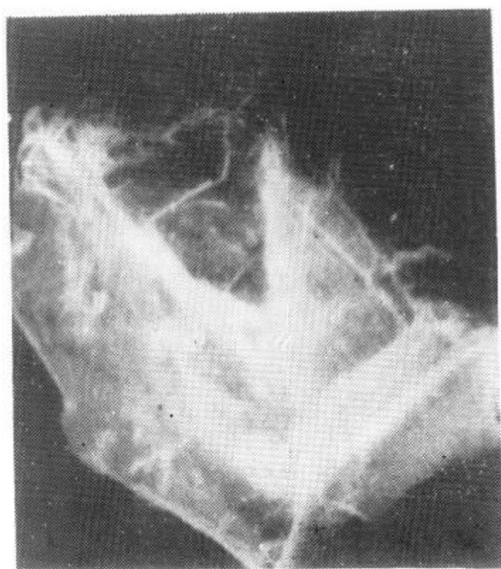
I<sub>4</sub> 庐山大排岭冰碛层中,粘土矿物的透射电镜照片,矿物以伊利石为主。  
×13000



II<sub>1</sub> 王家坡谷地冲积扇沉积物中,石英砂表面的电镜扫描,石英表面有撞击痕,短而浅的刻痕。 × 60



II<sub>2</sub> 王家坡谷地冲积扇沉积物中,石英砂的表面电镜扫描,见有撞击的“V”形坑。 × 1300

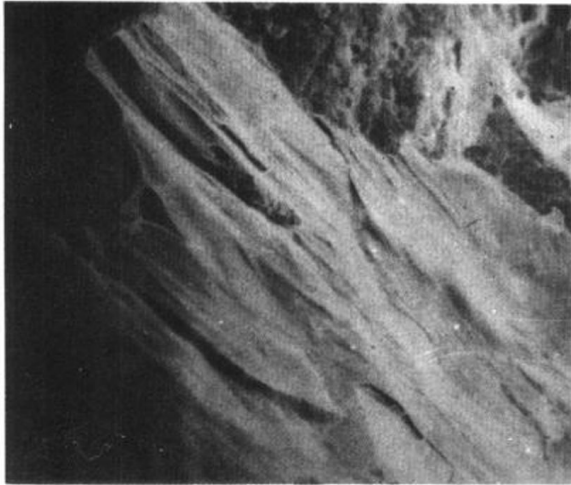


II<sub>3</sub> 白石嘴大姑冰碛层中(白色粘土砾石层),石英砂的表面电镜扫描

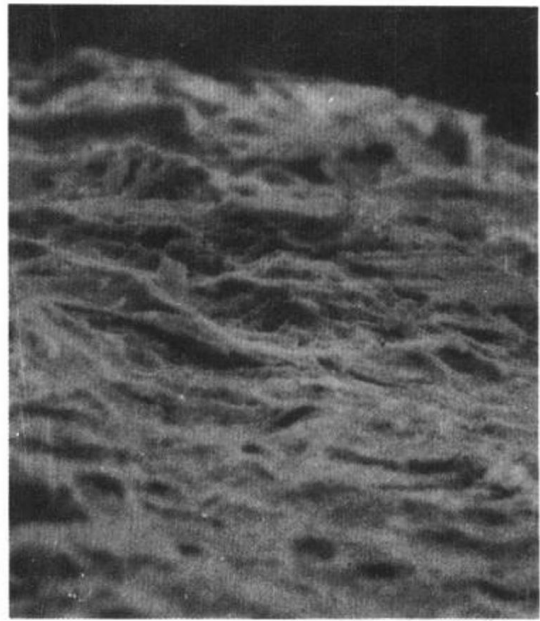


II<sub>4</sub> 白石嘴下青山冰碛层(大姑冰期)中,石英砂的表面电镜扫描

图版Ⅲ



Ⅲ<sub>1</sub> 白石嘴下青山白色粘土砾石层的风化壳(呈红色)中,冰碛物经后期湿热风化作用后而呈红色,其中石英砂受化学溶蚀,颗粒棱角不清,面上有硅质沉淀及溶蚀空洞。 ×500



Ⅲ<sub>2</sub> 下青山白色粘土砾石层的红色风化壳中,石英砂表面平整,受冰川挤压研磨而产生解理薄片,后又被 SiO<sub>2</sub> 沉淀后部分覆盖。 ×600



Ⅲ<sub>3</sub> 下青山白色粘土砾石层(冰碛)中,石英砂表面有挤压研磨的凹坑,变形翻卷薄片。 ×1200



Ⅲ<sub>4</sub> 下青山白色粘土砾石层中,石英砂表面的磨光面上有长而深切的条痕,左上角有明显的刻槽。 ×800

图版IV



IV<sub>1</sub> 下青山灰白色粘土砾石层风化壳,经间冰期  
湿热化及在高能化学环境下,在石英砂表面  
的凹坑中形成重结晶的石膏晶族。×1800



IV<sub>2</sub> 庐山王家坡“U”形谷地,为冰川作  
用塑造而成。

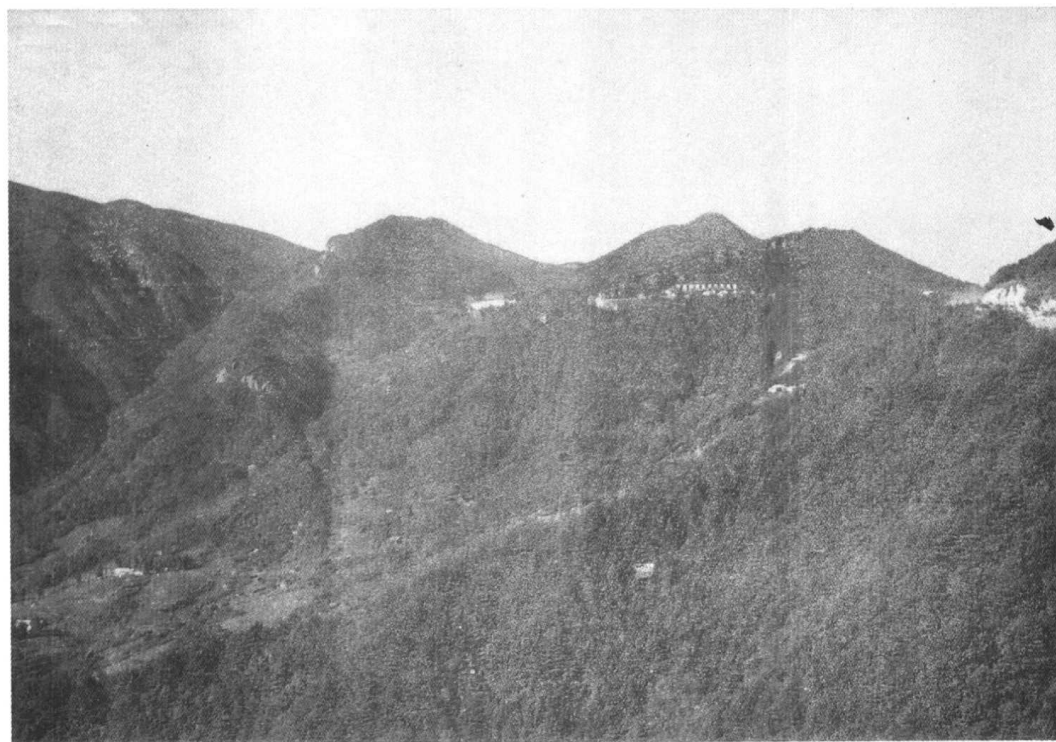


IV<sub>3</sub> 庐山大校场“U”形谷地,该谷地与庐林湖(冰窖)相接。

图版V



V<sub>1</sub> 庐山大校场的“U”形冰蚀谷中,堆积的冰碛物(庐山期)。

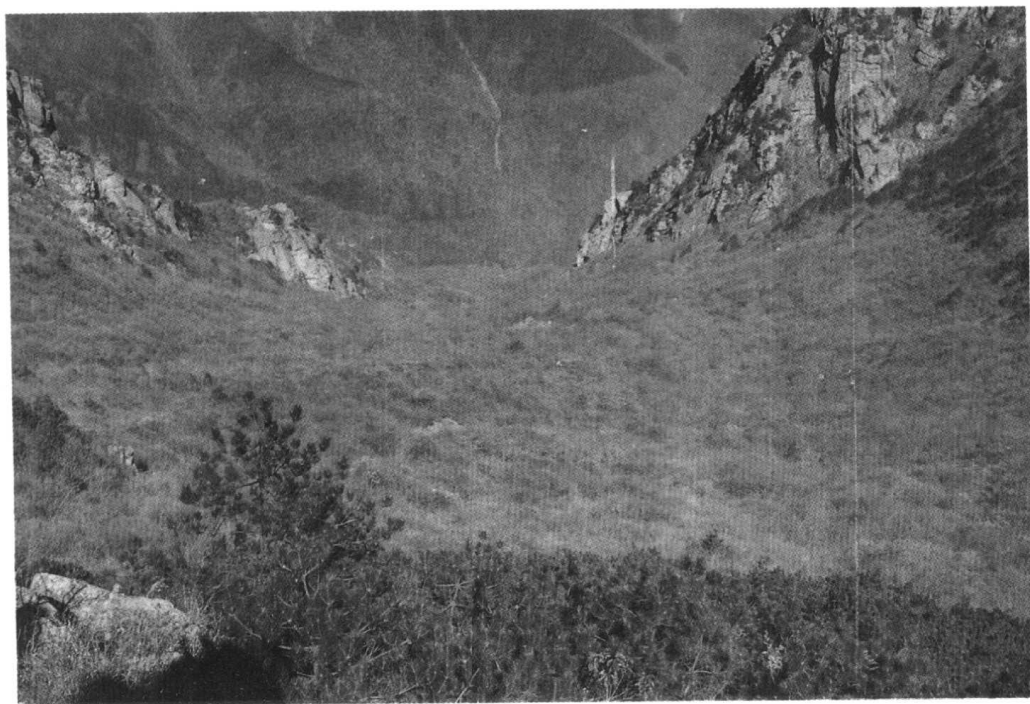


V<sub>2</sub> 庐山大月山,莲谷的悬谷形态。

图版VI



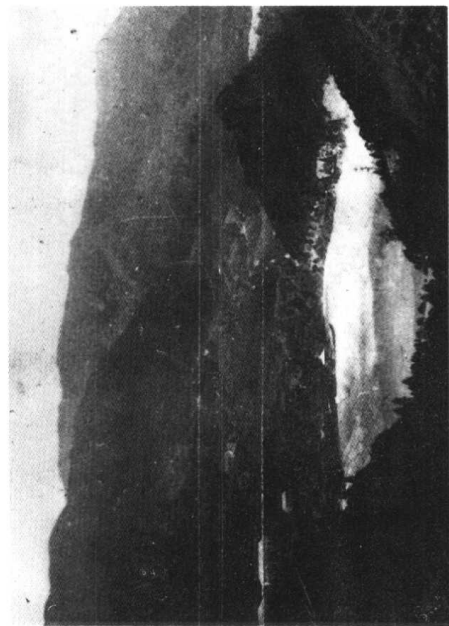
VI<sub>1</sub> 庐山王家坡“U”形谷源头谷壁上发育的冰斗一大坳冰斗。



VI<sub>2</sub> 大坳冰斗出口处(左侧),可见未被侵蚀殆尽的残存冰坎。



图版 VII



VII<sub>1</sub> 庐山芦林湖全貌,它由盆地四周的冰川谷注入冰流形成冰窖地形。

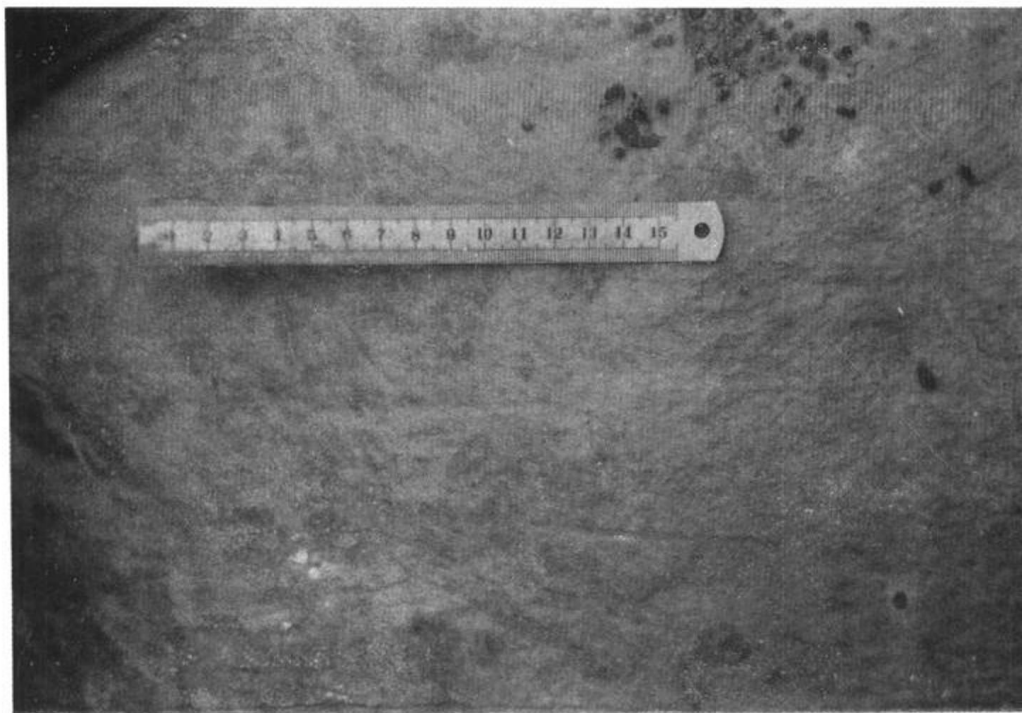


VII<sub>3</sub> 庐山东侧鄱阳湖边,白嘴灰白色粘土砾石层(大姑冰期冰碛),上部有约厚1—2m的棕红色风化壳,与下部白色堆积物无明显的分界线。



VII<sub>2</sub> 庐山西南侧石门洞冰川谷所残留的冰坎地形,左侧沟谷较深,右侧较浅,形成风口。

图版Ⅷ

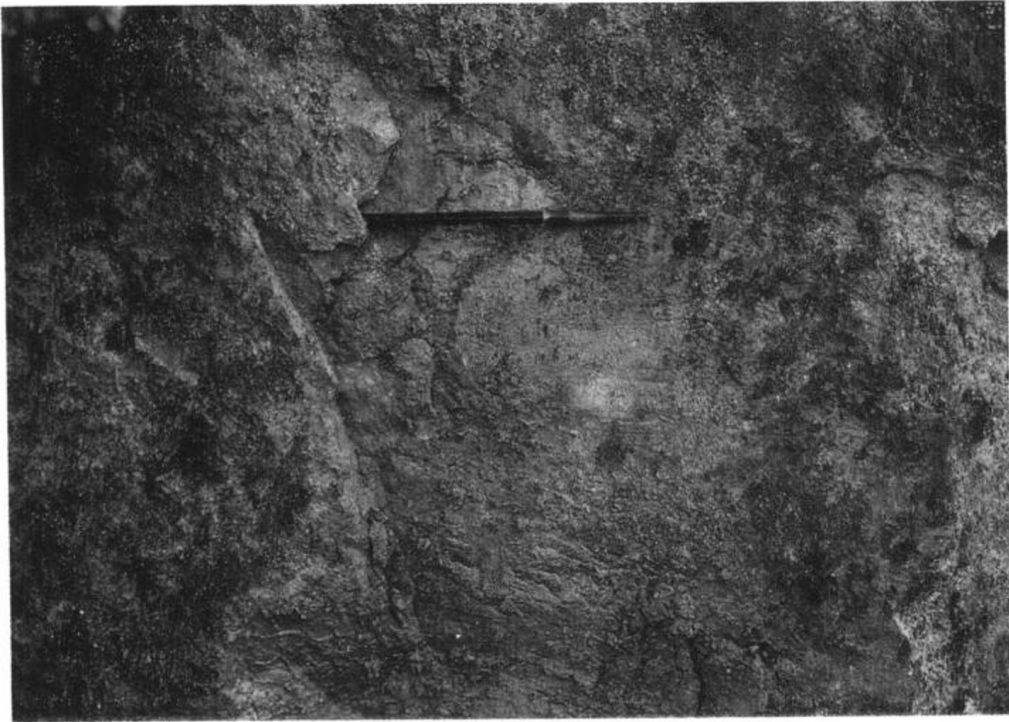


Ⅶ<sub>1</sub> 白石嘴灰白色粘土砾石层(冰碛)中,有很多砾石长轴超过1m,它们以石英砂岩为主,其表面有磨光面,并在磨光面上有不同方向,形迹清晰的冰川擦痕,其中一组呈平行排列,有擦痕呈钉头鼠尾的形象。



Ⅶ<sub>2</sub> 庐山大校场冰川谷地,见有庐山冰期的冰碛物,它与基岩为不整合接触。其接触面的基岩表面有被磨光的岩面。

图版IX

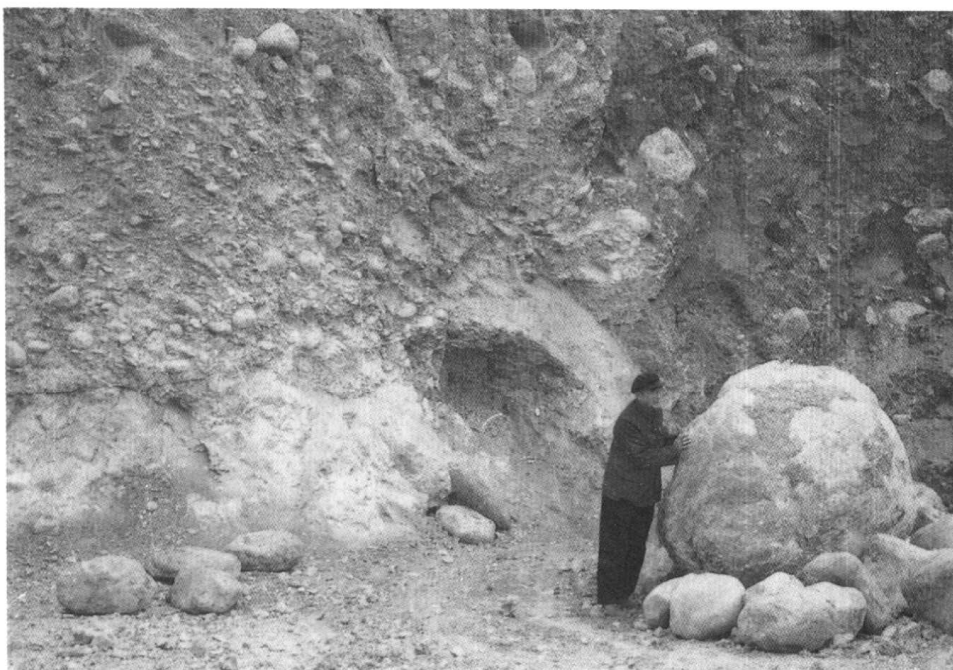


IX<sub>1</sub> 庐山东侧鄱阳湖边的白石嘴剖面,大姑冰期冰碛物覆于基岩之上,在其接触的基岩面上,见有大片的磨光面,在磨光面上有极为清晰的平行、细而密集的痕迹。

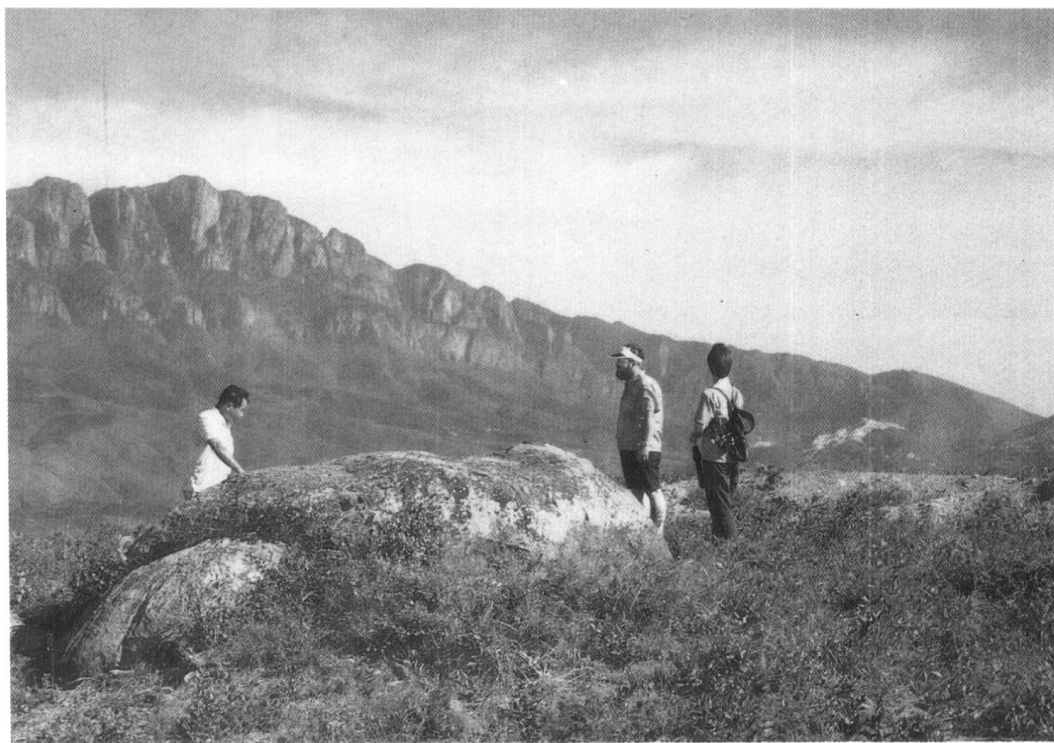


IX<sub>2</sub> 庐山西侧羊角岭的冰川表皮构造,基岩为志留系砂页岩,基岩之上为大姑冰期冰碛物所覆盖。由大姑期冰流运移推挤,使志留系基岩表层发生褶曲。

图版X

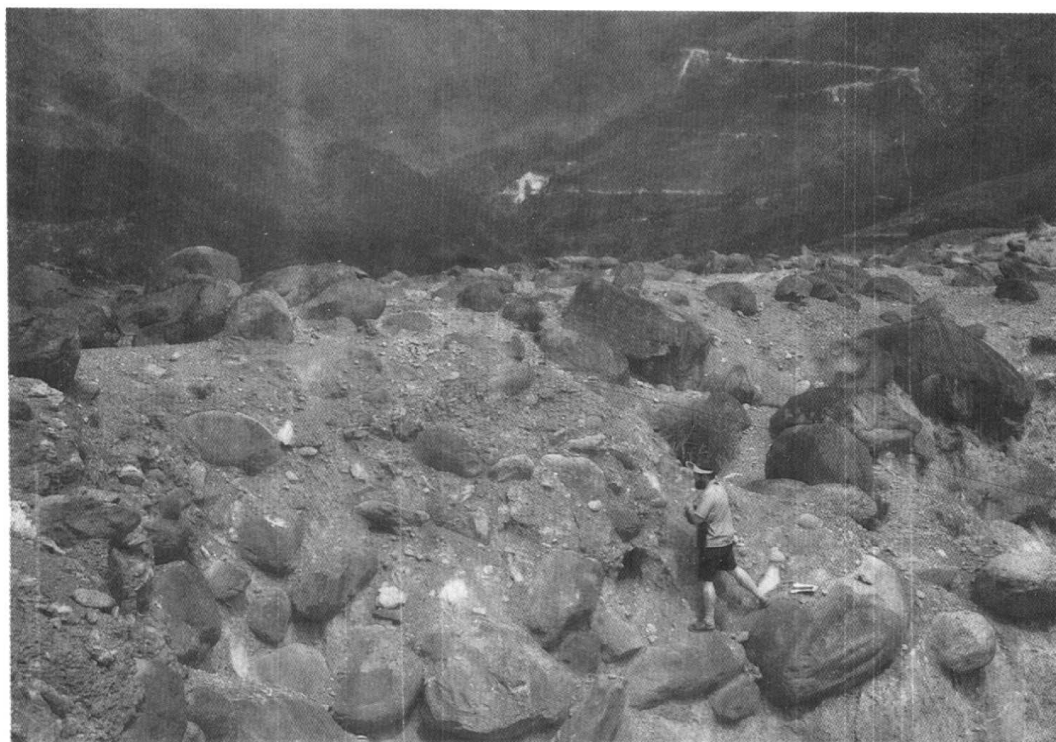


X<sub>1</sub> 庐山白石嘴的灰白色粘土砾石层(冰碛)中,常有来自庐山的漂砾。搬运距离可达12km左右。



X<sub>2</sub> 庐山金锭山上的巨大漂砾。(长轴可达7.5m)

图版 XI



XI<sub>1</sub> 庐山东南观音桥附近的大姑冰期的冰碛层。



XI<sub>2</sub> 庐山西麓羊角岭出露的大姑冰期的冰碛物,上被黄褐色亚粘土覆盖,下不整合于基岩之上,层中可见小的裂缝。

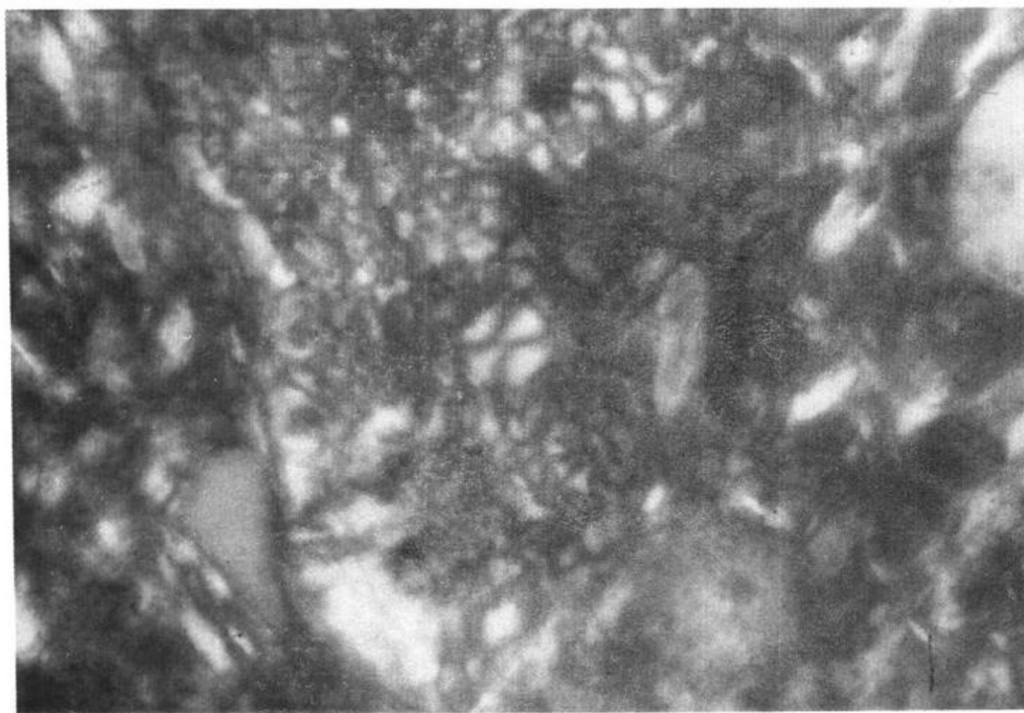
图版XII



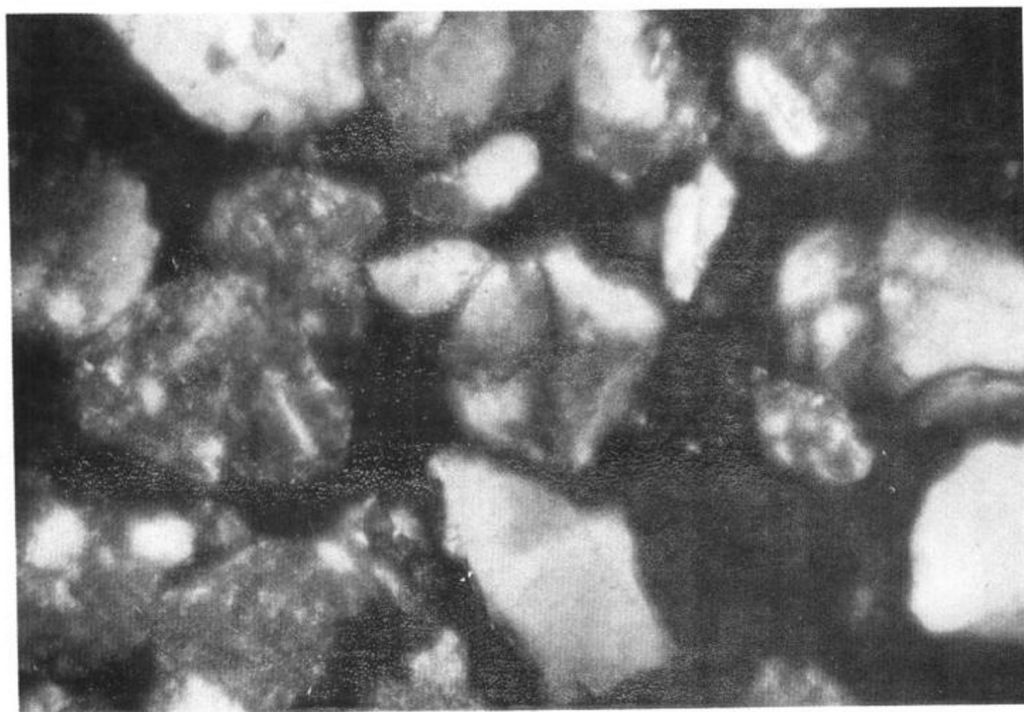
XI<sub>1</sub> 位于白石嘴浆粕厂附近,大姑冰期的终碛之外侧的冰水沉积,它们呈过渡接触关系。



XI<sub>2</sub> 位于白石嘴浆粕厂附近,大姑冰期的终碛外围之冰水沉积。

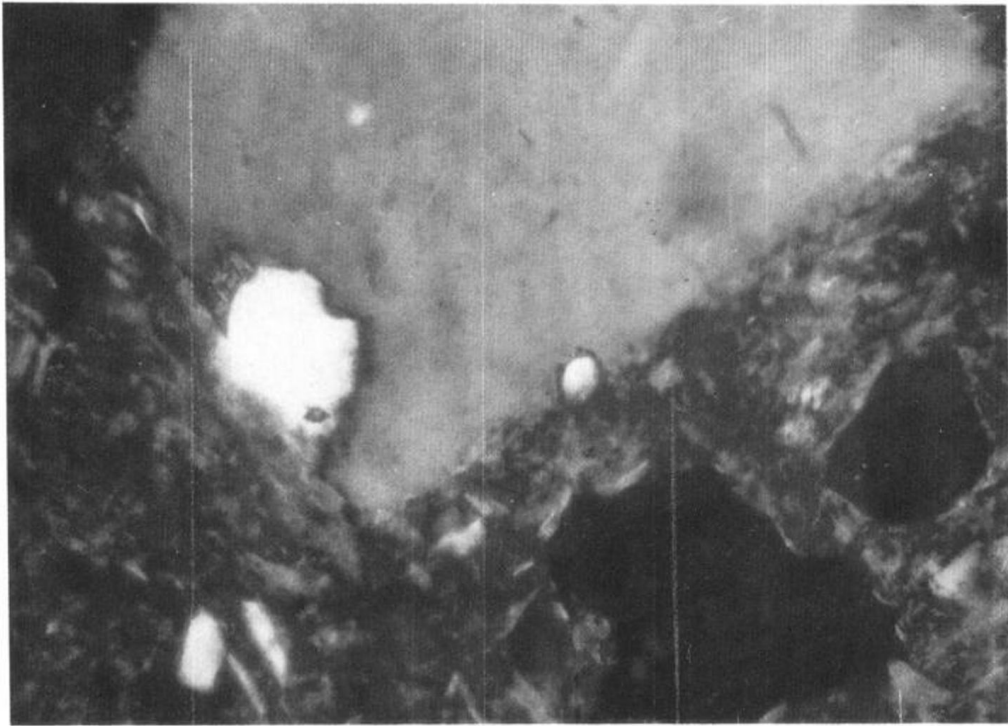


X III<sub>1</sub> 庐林湖畔的庐山冰期冰碛物中,其胶结物的显微分析,石英受长期挤压应力作用,石英颗粒产生“X”变形纹的晶格位错现象。×160

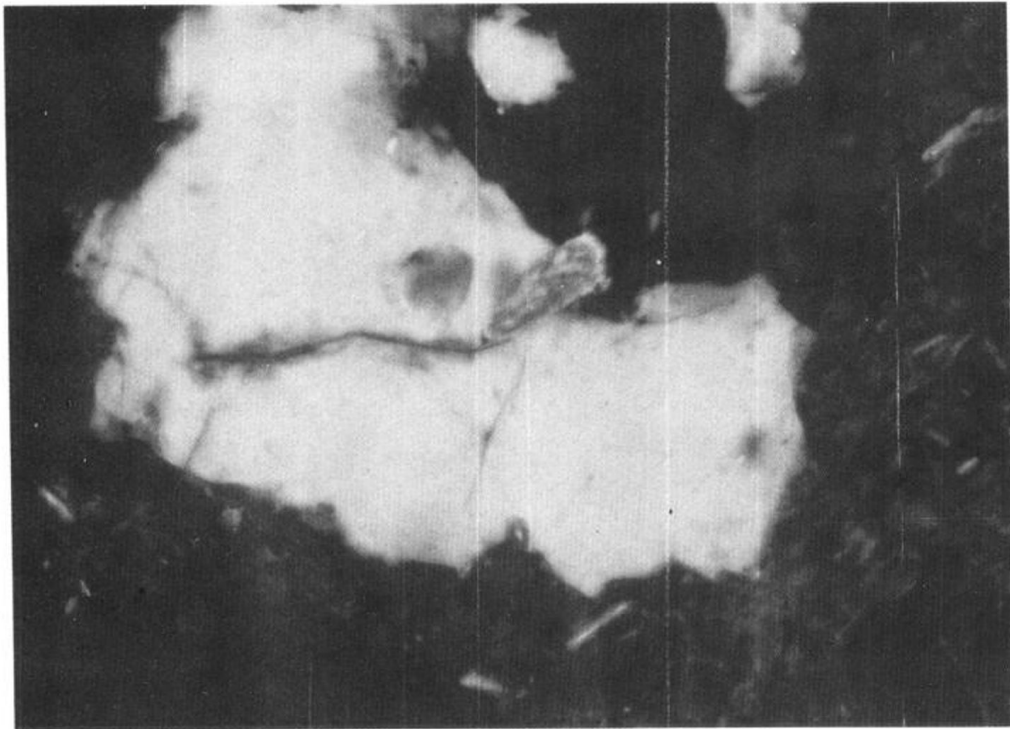


X III<sub>2</sub> 叶家垄剖面,大姑冰期冰碛物中的胶结物的显微分析,可见后生的针铁矿、赤铁矿交代了原生的石英。由于冰川流动,受长期挤压应力作用,石英颗粒产生“X”变形纹的晶格位错现象。×160

图版XIV



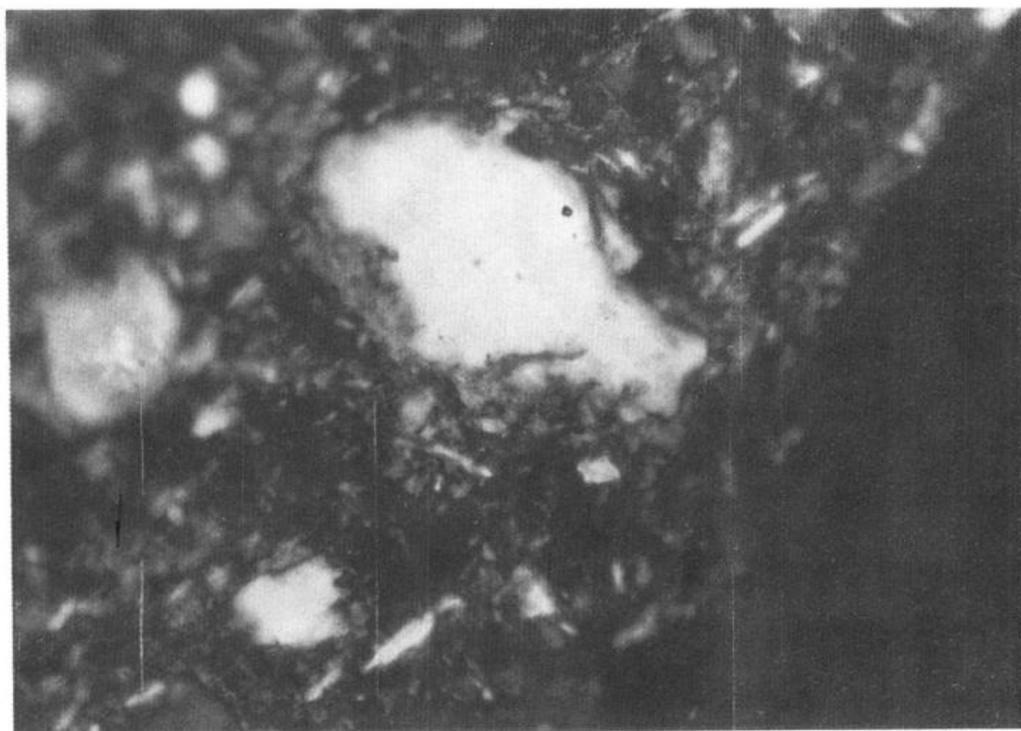
XIV<sub>1</sub> 庐山金顶山剖面冰碛层中,石英颗粒相互镶嵌,在镶嵌部位无次生的赤铁矿、针铁矿侵染,为受长期缓慢挤压力所形成。×160



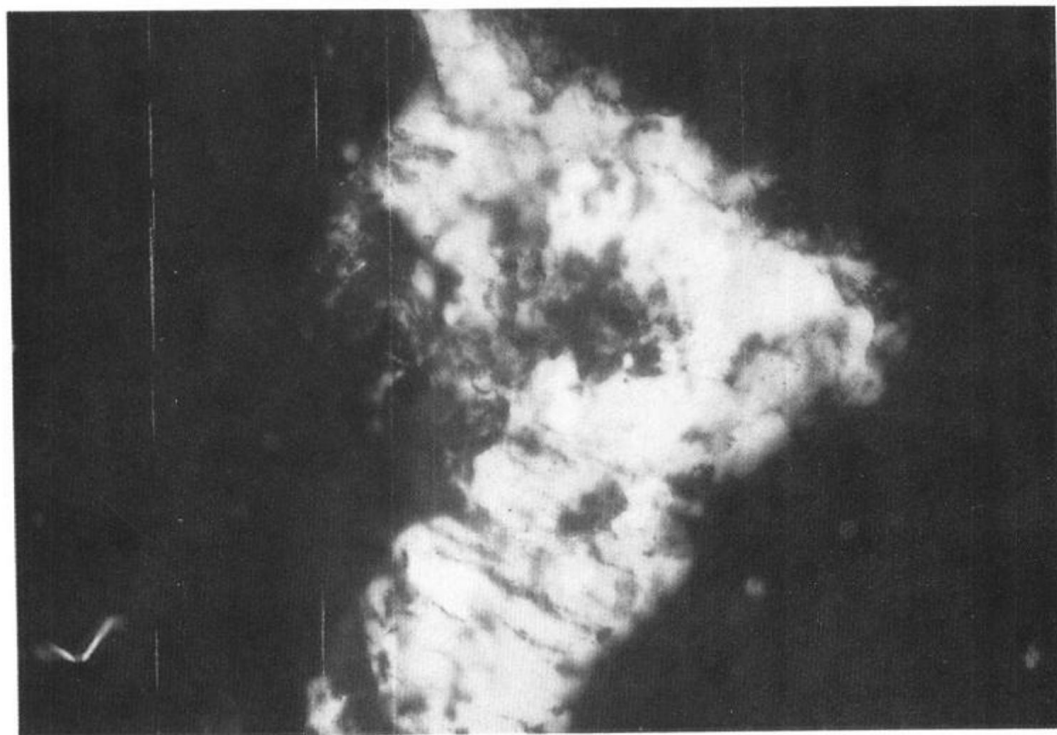
XIV<sub>2</sub> 庐山叶家垄剖面大姑冰碛层中,见锐钛石镶嵌于石英颗粒之中,它们周围被后期形成的次生针铁矿与赤铁矿所交代。×160



图版XV



XV, 庐山金氏山庄网纹红土中,石英颗粒被后期的针铁矿和赤铁矿溶蚀和交代,这种现象表明湿热风化的强度。×160



XV<sub>2</sub>, 庐山金氏山庄大姑冰碛-冰水沉积层中,石英颗粒被后期针铁矿和赤铁矿所交代溶蚀,表明冰期后,又经历间冰期湿热风化作用的加强。×160

图XVI

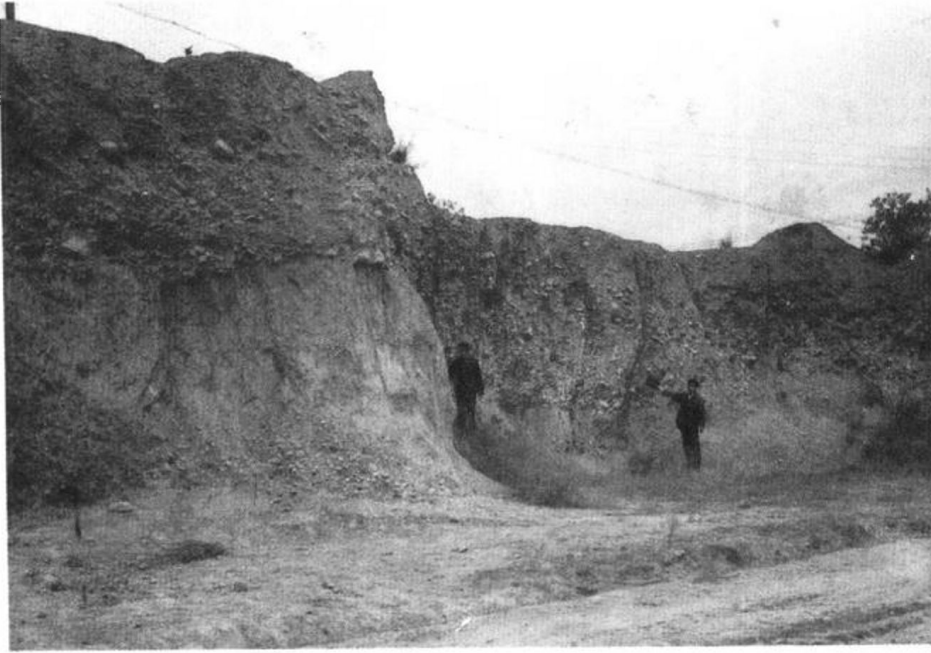


XVI<sub>1</sub> 庐山叶家垄剖面网纹红土中,石英颗粒被针铁矿和赤铁矿所穿插。×160



XVI<sub>2</sub> 庐山叶家垄剖面底部大姑冰期冰碛—冰水沉积中石英颗粒被后期针铁矿和赤铁矿穿插。×160

图版XVII

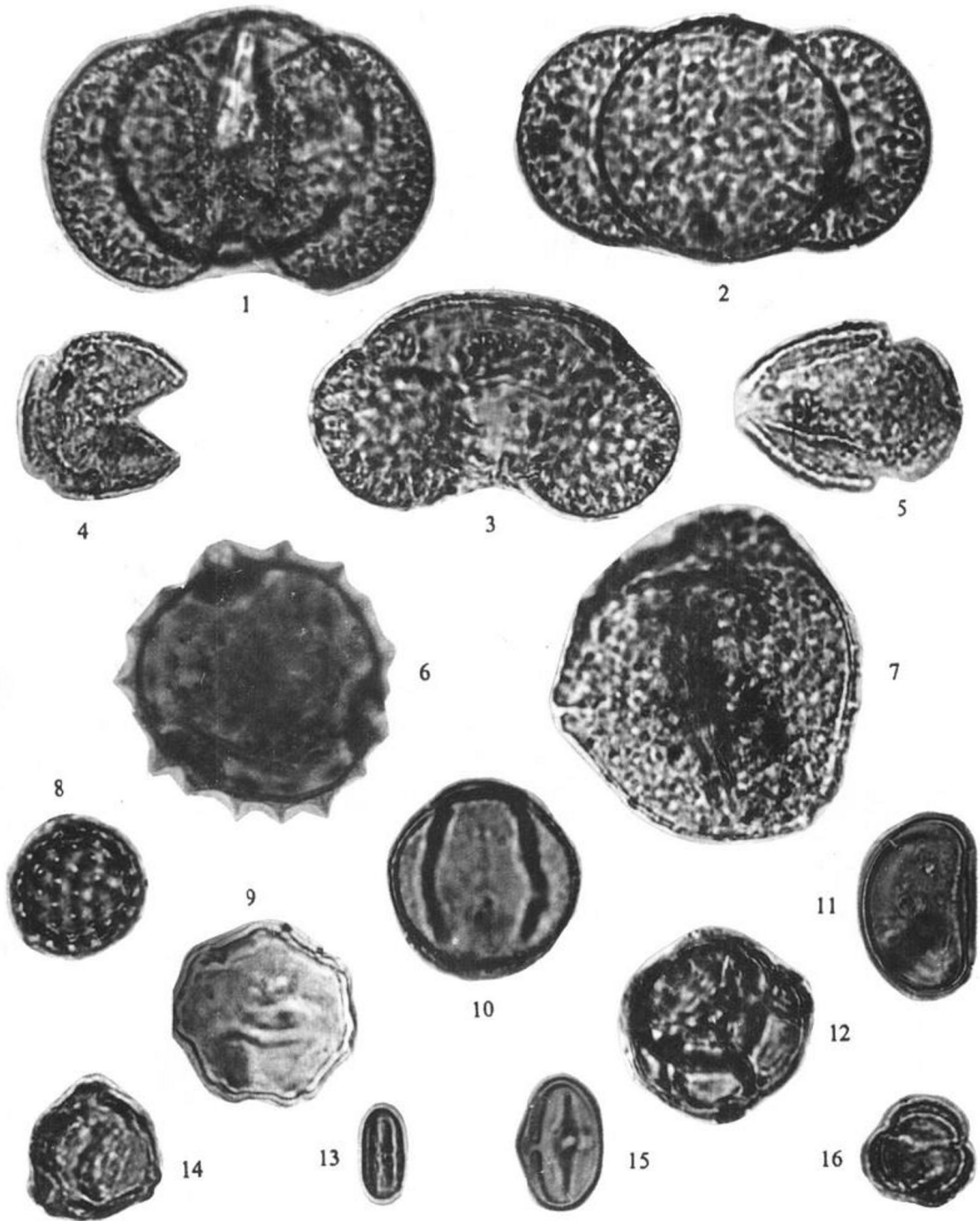


XVII<sub>1</sub> 庐山十里铺金氏山庄大姑期冰川沉积被一系列断层切割,断层面倾向北西,倾角甚陡,断距一般为20—30cm,最大断距50cm。



XVII<sub>2</sub> 庐山羊角岭大姑期冰碛物中见有多处小断裂,断裂很小一般仅有10余cm。

图版 XVII



1. Pinus; 2. Pinus; 3. Pinus; 4. Cupressaceae; 5. Ranunculaceae; 6. Compositae;  
7. Caprifoliaceae; 8. Chenopodiaceae; 9. Juglans; 10. Quercus; 11. Plypodiaceae;  
12. Ericaceae; 13. Castanea; 14. Betula; 15. Leguminosac; 16. Artemisia;

(京)新登字 095 号

### 内 容 简 介

庐山的第四纪有无冰川流行的争论已经半个多世纪，早以闻名中外。本书全面系统地  
从第四纪沉积学的特征、地貌特征、构造特征，以及通过岩石地层学、气候地层学、  
生物地层学、磁性地层学和年代地层学等方法 and 手段对庐山进行了较深入地研究，阐明  
了第四纪冰川流行的事实。依据冰川活动以及它们与时空的关系，划分了四次冰期、三  
次间冰期及一个冰后期，建立了冰期地层序列。

全书附有较丰富的实际素材、数据及图表，是一部全面了解庐山第四纪发展史及其  
环境变迁的重要文献，对于从事第四纪地质、水文工程地质、古气候古环境研究的科技  
人员，大专院校的师生的教学和研究工作均有重要的参考价值。

### 庐山第四纪冰期与环境

何培元 段万倜 邢历生 刘兰锁 著

责任编辑：马 兰

责任校对：王 花 芝

地 质 出 版 社 出 版

北京民族学院南路9号

丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

\*

787×1092 1/16 11.75印张 11插页 297千字

1992年12月第一版 1992年12月第一次印刷

印数 001—450

ISBN 7-5028-0617-2/P·417

(1007)定价：17.00元

QUATERNARY GLACIATION AND  
ENVIRONMENT IN LUSHAN MOUNTAIN  
JIANGXI CHINA

---

He Pelyuan    Duan Wanti

Xing Lisheng    Liu    Lansuo

SEISMOLOGICAL PRESS 1992

ISBN 7-5028-0617-2/P·417  
(1007) 定 价: 17.00元