

中国地质学会

第四纪冰川及第四纪地质专业委员会

会 讯

1

一九八六年

天 津

目 录

庐山第四纪冰期研究的重大进展.....	(1)
江苏江阴长山下蜀组钙质结核的研究.....	(2)

* * * *

“中国第四纪下限学术讨论会”论文摘要补遗.....	(5)
黔东南榆社盆地晚新生代层型剖面和古环境研究.....	(6)
关于湛江组地层时代问题.....	(7)
青海昆仑山垭口地区第四纪早期的古地理环境.....	(9)
西藏希夏邦马峰地区上新世至早更新世的古地理环境.....	(11)
丽江盆地第四纪成因探讨.....	(12)
忻定盆地南端晚上新世断裂活动与晚新生代地层的发育规律.....	(19)
鲁东南和苏北北部沿海地区第四纪早期的海蚀遗迹及新构造运动初探.....	(20)
云南省第四纪冰期的划分与对比.....	(22)
第四纪冰川作用对砂金矿形成过程的影响.....	(27)

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

短 评	评“在争议中前进的中国第四纪冰川研究”一文.....	(29)
-----	----------------------------	--------

日本第四纪地质环境研究概况简介.....	(31)
----------------------	--------

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

第二届国际东亚古环境讨论会将在1987年1月于香港召开.....	(32)
----------------------------------	--------

《田洋火山湖盆第四纪沉积与古气候研究报告》通过评审.....	(32)
--------------------------------	--------

《南海北部第四纪深海沉积与古气候研究报告》通过评审.....	(33)
--------------------------------	--------

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

◆◆◆◆◆◆◆◆◆◆

南京大学举办“第四纪地质研究班”.....	(34)
-----------------------	--------

《长江三角洲地区第四纪地质、水文地质、工程地质综合研究报告》通过评审.....	(35)
---	--------

《第一次全国城市地质学术讨论会》即将召开.....	(36)
---------------------------	--------

庐山第四纪冰期研究的重大进展

地质矿产部地质力学研究所第四纪室

1982年5月，在莫干山召开第一次长江中下游第四纪冰川及第四纪地质科研协调会议后，地质力学研究所第四纪地质研究室，就组建了“庐山地区第四纪地层及冰期划分”课题研究组，同年下半年开始了调研。1983年，到庐山地区现场，正式开展工作，并取得了江西省地矿局水文地质大队参加协作，布置了若干钻孔，取得了研究地区宝贵的钻孔岩芯资料。这样，得以和自然剖面的系统采样，作对比性的实验分析。大量的剖面样品和岩芯样品，经过化学、矿物、孢粉、古地磁测年、电镜扫描、X衍射以及粘土分析、颗粒分析、氧同位素测试等十多项实验手段，进行了测试，有的样品作了多次反复的测试分析，取得了数万个实验数据。为宏观现象的学术讨论，提供了可靠的多项曲线和定量性的数字依据。

几年来，在宏观考察方面，对庐山地区第四纪冰川活动的证据和冰缘现象，也有不少新的发现。

在前人工作的基础上，加上近几年课题组在宏观上的新发现和微观研究的实验数据，综合起来，对庐山地区第四系分层、第四纪年代、第四纪古气候、古环境的演变，均取得了一系列新的认识。是半个世纪以来，对庐山第四纪冰期研究的新突破。

三十年代，我国杰出的地质学家李四光教授，对江西庐山第四纪冰川遗迹，进行过长时间的系统研究，并著有《冰期之庐山》一书，详尽地论证了庐山第四纪冰川活动的证据和特征，并首次将庐山地区划分为鄱阳、大姑、庐山三个冰期和相应的间冰期。半个多世纪以来，国内不少学者研究第四纪冰期时，均以庐山地区为样板进行对比。国内外地学界虽有一些人不断地反复争论庐山地区是否曾出现过第四纪冰川活动的问题，有时意见也很激烈，但从未见有系统性的反对意见和确凿的证据，所以也从未动摇或削弱李四光当年从实际出发的立论依据和阐明的逻辑结论。1978年曾在庐山召开一次全国第四纪冰川及第四纪地质学术会议，一致肯定庐山第四纪冰川的存在。事实证明，李四光当年在庐山的地质实践和取得的认识，是可靠的，是经得起时间检验的。本课题组的人员，通过现场考察，都有这样的体会和认识。

由于在当年的庐山，不可能看见现今才暴露出来的新现象，同时，当年的科研所能运用的实验分析手段，也极其有限。这必然要影响到当时科研成果在认识方面的深度。也是任何科学家不可避免地要受到时代局限性的反映。

最近（1985年11月15日～18日），地质力学研究所为了《庐山地区第四纪地层及冰期划分》研究课题更好地进行总结工作，邀请了国内部分专家、学者和江西省地矿局有关技术负责人员近三十人，在江西九江南湖宾馆开了一次关于庐山第四纪冰川现场讨论会，地质力学研究所名誉所长孙殿卿教授亲自出席了会议。到会人员，在课题组的引导下，连续到野外现场考察了三天。对一些主要的新发现的冰川活动遗迹和冰缘现象，共

同作了现场鉴定和讨论。大家一致认为通过三天的考察,收获不小,有人曾表示:看到的现象,比个人在野外跑几个月还要多,内容丰富,也非常典型,富有说服力。认为课题研究组的工作,做得很踏实、细致和过硬。应当把宏观研究和微观研究的丰富资料,综合起来,认真做好课题的最终总结研究报告,这将是一份材料丰富的中国东部第四纪冰川遗迹研究的较高水平的科研成果。

根据大家意见,归纳起来,认为重要的进展,大致上有下列几点:

(1)过去庐山第四纪冰期研究,没有自己的年龄数据。现在通过古地磁方法测年,对庐山、大姑、鄱阳三个冰期时代,第一次有了具体的年代数据。庐山冰期(0.2—0.4 M.Y.BP),大姑冰期(0.8—1.0 M.Y.BP),鄱阳冰期(1.60—1.80 M.Y.BP)。

(2)由于新剖通的揭露和各项实验数据的取得,在鄱阳冰期之前,至少还发现有一个冰期的存在。现暂拟命名为大排冰期,其年龄在240—300万年以上。

(3)在庐山地区首次用气候地层法建立了一个较为完整的第四纪地层层序综合柱状剖面。

(4)大排岭剖面、金锭山剖面、浆衣厂终碛垄剖面以及大量的漂砾、条痕石和表皮构造现象的发现,为厘定庐山地区第四纪冰期,提供了可靠的证据。

鉴于这项研究成果,对我国第四纪地质研究,无论是理论方通和应用方面,都将起到较为深远的影响。部分同志建议,在成果审查的基础上应该及早着手筹备一次较大型的国际学术讨论会,以便促进我国第四纪冰川和第四纪地质研究的迅速发展和提高,为我国四化建设提供有关地质依据。

江苏江阴长山下蜀组钙质结核的研究

南京师范大学地理系

李立文 方邦森

长山位于江阴县东,北临长江,为一东西向延伸、形似纺锤的山,长约3公里,最宽达1000米,顶高约90米(图1,略)。该山基岩由泥盆系五通组石英砂岩和石英岩组成。上覆下蜀组黄土,从山麓到山脊断断续续分布。山顶一带由于树木、杂草丛生,剖面结构不清,仅粗略看出有棕红、淡黄两层,但未见钙质结核。唯山之西麓剖面最佳,黄土层内含丰富的钙质结核。

笔者1975年参加苏锡幅(1:20万)区测报告验收会,曾对该地钙质结核作过描述,后来又多次前往,并实地观察,对钙质结核作 ^{14}C 测年和X射线衍射分析、电镜鉴定等工作。本文拟阐述长山钙质结核的特征,从而探讨其生成环境。这一研究对了解南京地区第四纪晚更新世的发育史有一定意义。

一、长山下蜀组地层剖面

长山西麓下蜀组剖面黄土发育于约20米高的基座阶地上,自西往东沿山麓分布,厚度渐薄,在山脊处有时缺失,底部出露泥盆系石英岩,按剖面结构,可分三层(图2略),现叙述如下。

上层:上部为褐黄色粘土质粉砂层,有机质,略具孔隙,并有草木根穿插,下部色渐变浅,底部偶见小型不规则状钙质结核。厚1.5米。

中层:浅黄色粉砂层,与上层颜色呈渐变关系,多孔状,垂直节理发育,具棱块、棱柱构造,富含钙质结核,形态多种多样,有姜状、塔形、棒形、球形等,略呈层状排列,其量在本层黄土中约占二分之一以上,微向北倾斜。黄土中偶见五通组石英岩碎片。钙质结核层下部为0.5米左右厚的浅黄色黄土,并逐渐过渡到下层棕红色黄土层,呈一明显的过渡带。内见许多腹足类化石,经南京地质古生物研究所余汶同志鉴定,主要有:

瓦娄蜗牛 *Vallonia* sp., 中国蜗牛克氏比较种 *Cathaia* cf. *Kreitneri* (Hilberer)。

厚2—3米

下层:棕红色粉砂层,较中层致密,层内钙质结核呈星散分布,大小均一,直径约3—4厘米,以球状为主,切开观之有分内外两圈,有的表壳光滑,有的粗糙,可能为龟裂纹所致。

厚4米

二、长山下蜀组核特征

(一) 形态特征:

长山下蜀组内钙质结核按形态可分为姜状、树枝状、球状、棒状等。(见照片)

1.姜状:形如生姜,俗称“僵结人”、“黄土小僧砂董”,多见于中层,大者直径可达5厘米,长15厘米(照片1)。

2.棒状:呈单向生长,状如胡萝卜,一般直径为3—4厘米,长可达20厘米以上,亦分布于中层。(照片2、3、4)。

3.不规则状:无一定的形状,有的分叉呈树枝状。见于中层。(照片5)

4.球状:表面多皱纹,形貌似核桃,切面观之具似同心圆状构造,未见明显的核心,分布于下层,(照片:6、7、8)。

(二) 结构特征

扫描电镜下观察,长山钙质结核中的方解石呈晶粒结构,分布均匀,粒径一般在10—30 μ ,孔洞发育,在孔洞周围方解石多发育成完好的晶形,局部见片状粘土矿物、长石、石英等碎屑矿物亦呈粒状,与方解石不易区分,(电镜照片1—4)。

(三) 矿物成分特征:

用日本理学转靶X—射线衍射仪(型号D/Max—RA),对江阴长山钙质结核进行分析,分析条件为:CuK α , 40kv, 150mA,其结果见图3(略),分析数据见表1、2;数据表明,江阴长山中、下层两层钙质结核的矿物组成基本一致,其主要矿物成分为方解石,并有石英、长石、伊利石、蛭石等伴生。图谱中属方解石的特征衍射峰为: $d=3.847-3.848\text{ \AA}$ 、 $3.029-3.030\text{ \AA}$ 、 $2.835-2.838\text{ \AA}$ 、 $2.490\text{ \AA}$ 、 $2.280\text{ \AA}$ 、 $2.090\text{ \AA}$;属

石英的衍射峰为： $d=4.249-4.254\text{ \AA}$ 、 $3.340-3.341\text{ \AA}$ 、 $2.454\text{ \AA}$ 、 $2.280\text{ \AA}$ 、 $2.233-2.234\text{ \AA}$ 、 $2.125-2.126\text{ \AA}$ ； $d=6.357-6.373\text{ \AA}$ 、 $3.239-3.240\text{ \AA}$ 、 $3.187-3.189\text{ \AA}$ 为长石的峰； $d=14.564-14.803\text{ \AA}$ 、 $7.050\text{ \AA}$ 为蛭石的峰； $d=9.944-9.952\text{ \AA}$ 、 $4.975-4.979\text{ \AA}$ 、 $4.451-4.454\text{ \AA}$ 、 $3.341-3.341\text{ \AA}$ 为伊利石的峰。

上述分析结果还说明，长山钙质结核成分不纯，在其形成过程中包裹了下蜀土（宿主岩）的组分（碎屑），除方解石为钙质结核形成过程中产生的矿物外，石英与长石似为下蜀土中的碎屑矿物，伊利石、蛭石则为下蜀土中粘土矿物，成分不纯净可能和钙质结核生长速度有关，生长快易包裹杂质、生长速度慢有利于钙质的富集，排除其他成分。

三、长山钙质结核的成因

钙质结核是碳酸盐在下蜀组（上）中的一种特殊聚集形式，一般认为它的形成条件是：（1）宿主岩——下蜀土富含细分散状的碳酸钙物质；（2）下蜀土的结构具多孔性和渗透性；（3）下蜀土遭受富含 CO_2 的地面水或地下水的淋滤作用，分散状的细粒碳酸钙被溶解，然后沿着裂隙或孔隙向下渗透，在潜水面中富集；（4）强烈的蒸发作用，促使碳酸钙达到过饱和状态；（5）由于地球化学条件的不均匀性，碳酸钙迁移到某一部位聚集或围绕某一核心生长形成各种形态结核。

长山下蜀组的结核大小不一，可能和下蜀土孔隙的不均匀性有关，右黄土的孔隙度大，渗透性好，有利于淋溶作用，往往形成较大的结核，反之，形成小型结核。结核的形状则和黄土的结构有关，若结构均匀，容易形成球形结核，结构不均匀，垂直节理发育，则形成棒状、姜状、树枝状结核。结核中碳酸钙的含量则和结核的生长速度有关，结核在形成过程中，一边生长、一边推开周围下蜀土（宿主岩）的组分，若生长快来不及推开，往往把下蜀土的成分包围进来（X-射线衍射分析及电镜分析证实）。长山下蜀土下层内的钙质结核见生长构造，这种构造的特征是在结核的横剖面中呈同心环状，但圈数不多，仅两到三圈，各圈在颜色、致密程度、孔隙度、成分、粘度方面均有差异，这种构造，说明结核围绕某一中心聚集生长。

值得注意的是长山下蜀土钙质结核的分布具有一定的层位，从垂直分布来看，上、中、下层含量悬殊，其中以中层含量最丰富，上、下层相对地少，下层的钙质结核呈分散状，大小均一，形态单调，说明是在地下水面不稳定的环境中形成的。上层含量很少，偶见小结核，它可能是碳酸钙被淋滤所致，中层钙质结核量多，大小不一，形态各异，而且富集成层，说明中层结核是在地下水面比较稳定的环境下形成与当时地下水面呈水平带有关，这三个层位不仅表现其宿主岩（下蜀土）的颜色深浅、结构物质成分有所不同，因而反映在结核的形态，大小上亦有明显的差别。因此，笔者认为长山钙质结核的形成是多阶段的，结核富集在于淋溶作用所产生的碳酸钙饱和带中。下蜀土的淋溶作用可能和海水或江水的侵没有关，许多地质资料表明更新晚期时，江阴一带地临古长江口为海滨地区，由于海平面的升降，影响下蜀黄土内地下水面的变化，淋溶与蒸发交叉作用，若伴有富含有机质的江水泛滥，更促进碳酸钙的溶解，下蜀黄土的结构在垂向上的不均匀性，则导致孔隙度较高的层位有利于地下水的运移，孔隙度低的层位地下水不易透过，于是碳酸钙在此富集，故造成结核的带状分布。当然，要使钙质结核形成，

还需要伴有炎热干燥的气候条件^{4,5}。才能使水分不断蒸发, 碳酸钙发生沉淀。

从平面空间分布来看, 一般沿现代长江近岸地带内, 如南京长江北岸的泰山新村、南岸的老虎山、笆斗山、龙潭以及镇江的焦山、象山等地^{1,2}, 都是紧靠长江, 可以推测其钙质结核的生成亦与当时长江水位波动范围有一定的关系。

综上所述, 可以推测长山钙质结核的形成和下蜀土周期性地受到海水和江水淹没有关, 这种周期性的淹没, 可以和第四纪时的冰期与间冰期气候所引起的海面变化联系起来。尤其重要的是下蜀土内钙质层, 可能是更新世晚期以来气候波动影响所留下的海面变化痕迹, 是海面升降的标志之一。

四、几个问题讨论

从长山及长江沿岸的下蜀组资料分析来看, 有三个问题值得讨论:

(一) 晚更新世末期, 可能处于全球冰期(玉木冰期)的寒冷气候控制下, 极地、高纬和其他具备形成冰川发育的地区, 引起海水退出, 我国近海大陆架裸露成陆⁽⁸⁾。强劲的西北寒风吹来漠漠的尘土, 降落覆盖在老地层之上, 填塞洼地, 后来气候转暖。海面上升。黄色尘土为流水剥蚀再搬运堆积下来, 形成下蜀黄土。这从长山山顶80米以上见到下蜀土, 在南京地区的江宁方山高达210米山顶, 发育有下蜀土, 而且分布范围遍及苏南苏北乃至浅海大陆架, 推测下蜀土的原先物质可能是由风的吹扬作用带来的。

(二) 长山下蜀组, 中层钙质结核¹⁴C年龄, 经黎兴国同志测定为 $18,700 \pm 500$ 年, 对比南京老虎山¹⁴C年龄, 含鹿结核 $16,620 \pm 200$ 年, “核中核” $30,900 \pm 1080$ 年^(3,4), 其层位相当于长山中层, 可以认为两地大体是一个时期的产物, 因此进一步证实了下蜀组时代, 属晚更新统晚期(Q₃)。参考东海、黄海钙质结核的¹⁴C年龄为1.8万—2.5万年, (东海结核¹⁴C为 $18,450 \pm 240$ 年, 黄海为 $17,870 \pm 260$ 年、 $21,000$ 年、 $24,480$ 年)⁽⁷⁾, 更说明中国东部下蜀黄土形成时代的一致性。中国第四纪发育如此广泛的黄土沉积物, 从已知资料来看, 喻之“黄土期”是很确切的。唯下蜀土下层的棕红色层确切的时代尚难断定, 有待继续研究。

(三) 据最新报导, 长江三角洲第四纪先后历过海侵七次之多(中国地质报85.7.12), 更新世晚期以来的几次海面变化, 必然影响下蜀土的地下水水位, 由于海面的时升时降⁽⁸⁾, 随之地下水面之高度亦发生变化, 促使下蜀土交替发生的淋滤和蒸发作用, 长江下游沿江一带的下蜀土内的钙质结核可能是海面升降引起的地下水面变化的记录之一, 所以, 对下蜀土内钙质结核的研究有助于恢复当时的古地理环境, 特别是搞清更新世晚期以来长江三角洲海面升降与钙质结核的关系是个值得深入研究的新课题。

(照片文献从略)。

“中国第四纪下限学术讨论会”论文摘要补遗

编者按: 下面刊登的九篇摘要, 是属“中国第四纪下限学术讨论会”征集文稿, 由于收文太晚或因其内容超出征文范围, 故转至本刊连载, 以慰作者, 以飨读者。

晋东南榆社盆地晚新生代层型剖面 and 古环境研究

石 宁

曹家欣

(北京大学地理系)

摘 要

榆社盆地的地质研究始于30年代德日进、杨钟健、桑志华等人,其后陆续有人在此工作,获得了较为丰富的资料。榆社盆地晚新生代地层比较连续、露头良好,动植物化石丰富,是华北地区研究晚新生代地质的一处重要场所,对解决第四系下限、古环境变迁等一系列理论问题具有重要意义,在国际上也有较大影响。

榆社盆地的新生代地层从沉积相和时代的新老上都可分为两大套,较老的一套是河湖相沉积,目前称为榆社群,较新的一套是土状堆积。榆社群地层在榆社、武乡、沁县、襄垣等县沿浊漳河谷地呈北北东向条带状分布,以榆社、武乡两县交界处张村附近出露的剖面最为典型,为主要层型剖面。根据区域地层表,将榆社群分为三组:任家窑组、张村组和楼则峪组,除化石哺乳动物群组合所反映出的生物地层分带外,在沉积环境上也分别代表盆地发育的三个特点不同的阶段。

下部任家窑组是一套灰紫、灰黄色砾石层,夹灰黄色砂层和薄层紫色砂质粘土,总厚约80米,不整合于三迭系砂页岩之上,地层倾角约 15° 左右。这是一套急流相、坡积和重力堆积的物质,代表盆地形成初期,地形高差大,河流短促湍急的沉积环境。

张村组总厚可达300米,不整合于任家窑组之上,地层倾角 $7-8^{\circ}$,以砂层、粘土层、泥灰岩层为主,是榆社盆地古湖泊发育的主要阶段。张村组又可分为三段。下段为具平行层理的黄色砂砾石层、砂层和具水平层理及页理的灰绿—灰黑色粘土层,是稳定的河流相、沼泽相和浅湖相沉积。这反映盆地发育由河流向湖泊发展的过渡阶段。在沼泽相粘土中发现了大量的植物枝、叶、果实的化石,结合孢粉分析,当对这里的植被为榆、桦等落叶阔叶树占优势并含有木兰属、枫香属、山核桃属等喜暖成分的森林植被。也说明当时气候温暖湿润,有利于湖泊发展。张村组中段是黄色厚砂层与灰绿色粘土层的多韵律湖相沉积,是湖泊发育盛期的产物。上段由具水平纹理的灰黑—灰白色湖心相粘土层、泥灰岩及钙质层组成,其中夹有1—2厘米厚的石膏夹层30多层。该段顶部为杂色砂质粘土和砂层。整段反映了气候变干湖泊浓缩的阶段。

任家窑组和张村组含有丰富的三趾马动物群化石,前人定为上新统。根据目前古脊椎所的研究,任家窑组有下推到中新统的趋势。从沉积地层角度看,张村组是以湖相为主的沉积,其沉积速率较慢,张村组的厚度远较任家窑组大,所跨的时段亦较长,有进一步划分的必要。

楼则峪组厚约130米,不整合于张村组之上,地层倾角 $3-5^{\circ}$,以河流相的含砾砂层为主,夹有杂色及灰绿色粘土薄层。这组沉积表明榆社盆地广泛发育湖泊时期的结

束，代之以稳定河流的发展。楼则峪组内含有三门马动物群化石后，为早更新世早期的沉积，楼则峪组和张村组之间的界限在剖面上是清楚的，二者以角度不整合接触，沉积环境也发生了很大变化，可作为本区第四系和上第三系的分界。

早更新世晚期“R红土”。“R红土”是早年德日进、杨钟健提出的，用以和“r红土”（离石黄土）区别。这是一套呈鲜红—褐红的均匀土状堆积，超覆在各套河湖相地层之上，沉积相研究表明，这套土状堆积是在较干燥的气候环境下，以风力成因为主，后期经过多次土壤化作用形成的。在襄垣县后湾村第四级阶地的“R红土”底砾层中发现有三门马、河狸等化石，并有人工打制迹象的砾石和骨片，“R红土”根据层位关系和化石证据可定其时代为早更新世晚期。

中更新世离石黄土。本区离石黄土被覆在不同时期的地层之上，离石黄土与“R红土”之间往往以“R红土”顶部的一条深红色古土壤为界限。离石黄土厚10—20余米，其中发育3—4条古土壤。

晚更新世马兰黄土，厚数米至10米，内部有1—2层褐灰色古土壤条带。

自早更新世晚期以来，本区的气候环境逐渐向干寒的方向发展，其中经历过多次波动。

作者目前正在榆社盆地进一步从事磁性地层学和古环境研究工作，以求更深入地认识本区晚新生代以来地质演变过程。

关于湛江组地层时代问题

李健生

华南师大

摘 要

“湛江组”这一地层名称，是于1954年李树勋先生在广东雷州半岛湛江市附近进行地质调查时，见本地层发育，后定名为湛江系，沿用至今。并将该组的时代归属于第三纪及第四纪。随后，又有张治平先生和广东省地矿局所属有关地质队的同志们，相继在这一地区作了程度不同的调查和研究工作，提出了地质报告和研究成果，并将湛江组定为第四系下更新统（ Q_1 ）。近年来，笔者在野外调查的基础上，通过若干方面的室内测试研究认为，“湛江组”地层的时代和划分有重新加以厘定的必要，并对这一时代的古地理环境等方面提出一些粗浅的认识。

一、湛江组沉积剖面简述

湛江组分布于整个雷州半岛和海南岛北部，主要出露在滨海及沟谷被割切处，地表分布较零散。在雷州半岛见于湛江市的平乐、平岭、赤坎、东海岛的坑里，龙安和龟头

地区；西北部见于江县、草潭等一带的滨海和河谷地带；中部分布于海康、唐家、杨宅、洪客、石坑、望楼、洋家、那双、南兴、东月和城月等地；南部见于尖山、田头、迈陈、官田、那楼、和家以及前山等地区，分布面积约有546平方公里。

海南岛主要分在海口市、琼山县、定安县、儋县和临高县、文昌等地区。若加上上述雷州半岛湛江组的分布面积可达二千平方公里。

本组厚度一般是250米左右，有些地区呈尖灭。与上新统下洋组呈平行不整合接触关系。

湛江组在当时并没有建立起较完整的剖面，岩性大致由下至上是：主要是砂层和灰色黄色粘土互层。砂层主要是粗中砂，厚度一般是2至8米；上部是砂层与灰色页状粘土互层。砂层以粗中细砂及砂砾，和粗砂为主。砂粒主要是石英成分，少量长石和云母，厚度一般是2至12米，厚者可达40多米。经过多年的调查认为湛江组的沉积剖面岩性是：下部是以褐黄、紫红、灰黄、浅灰、灰白等杂色为主的砂砾、亚砂土、粘土及薄层状粘土互层。物质成分有由北向南变细的趋势，在南部以粘土层占优势，在北部的北坡——城月、湛江——东海岛一带以粗砂、砂砾为主，次为细砂；中部海康、唐家、北和等一带是以粗砂、中砂为主，次为细砂、粉砂。南部迈陈、前山一带则以细中砂、细砂、亚砂土为主。砂的分选性较差，颗粒呈次圆、次棱角状。

4. 厚度变化方面的特点是北部厚而南部较薄。其中还夹有炭化木屑、木块及植物化石，局部夹泥炭层。并含有黄铁矿和松脂（琥珀），在唐家附近的杂色粘土层中，还见到硅化木。在湛江平岭灰色层状粘土中还产有：*Bauhinia* sp（羊蹄甲）、*Diospyros* sp（柿属）、*Myrica* sp（杨梅）、*Phyllites* sp（荷叶蕨）、*Rhus* sp（漆树）等植物化石。在东海岛和海康内林宅、那沃等地区钻孔中还发现有海绿石和咸水贝壳，在湛江市附近地层中还发现有红树科秋茄冬（*Rhizophora apocynacea* Kandelia），是属于滨海相的种子植物。其次在海南岛儋县排指地区的湛江组中发现有丰富的海相化石。

在湛江和海康西部地区的湛江组地层中，普遍还夹有1至3层的玄武岩，单层的厚度是3.17至86.10米。在余闻、海安港西侧见湛江组上覆玄武岩，接触面有烘烤现象。

二、湛江组地质时代重新确定的依据

对于湛江组地质时代的确定和划分，为解决本地区的地层、古环境的变迁，古气候、火山岩时代、地下水资源和砂矿等矿产的分布规律都具有重要意义。

我们在湛江市牛头岭采场南壁剖面中的一层厚度1.8米的泥炭层采样，进行 C^{14} 的测定，其年龄是一万六千多年，并在同层中采了5个古地磁样品（现正在测定）、和孢粉样（正在分析），在泥炭层的上部是一套灰白色的砂砾、亚砂土和薄层灰白色粘土互层，普遍发育有水平层理或称潮汐层理以及鱼骨状交错层。并从砂砾层中采取了30多个样品进行了电子显微镜下扫描分析表面微结构，其证实是：一是放大200倍的石英砂粒，表面布满了机械V形坑痕迹和化学刻蚀痕迹；在坑中还粘附有颗粒物；一是放大2000倍的石英砂粒，清晰的显示了平行解理面光滑又呈毛玻璃状，并有V形坑和小沟槽。二者边缘圆化，是滨海环境所具有的特征。在薄层状粘土层间夹粉细砂层大约有3至13个左右的沉积韵律。这部分沉积物是属滨海泻湖相沉积。

在泥炭层的下部有一薄层的氧化铁质层，接着则是浅黄棕色砂质粘土，厚度是4

米，底下是砖红色或黄灰色粘土，可见厚度3米尚未见底。这是在湿热气候条件下所形成的产物。这部分沉积物是属于湖盆相，即原来所称的湛江组。

三、湛江组地层时代的商榷

从 C^{14} 测定年龄，沉积相和电镜扫描分析等结果来看，将原来所称的湛江组的上部地层，划分出来单独成立一个地层单位，其底界是泥炭层，这是较适宜的。为了描述方便暂名为牛头岭组，时代是全新世（ Q_4 ）。它的沉积时间恰是地球上气候有一次由冰期气候转变为冰后期气候，海平面又开始上升，沿海地区发生了海侵，湛江地区也不例外，所以才沉积了泥炭层和滨海泻湖相沉积，也就很自然的成了更新世晚期和全新世的分界线。

而这一地层和北海组（ Q_2 ）亦有差别，从同位素年龄和沉积相等方面来看，都不同。

青海昆仑山垭口地区第四纪早期的古地理环境

李世杰

（中国科学院兰州冰川冻土研究所）

青海昆仑山垭口地区位于东昆仑山脉的中段、青藏高原的北部边缘。这里地势高耸，气候严寒、雪山冰峰，蔚为壮观。

第四纪以来，强烈的新构造运动，使青藏高原急剧隆升，并产生局部差异性的断陷沉降。而昆仑山垭口地区也随之发生了沧桑巨变。这可从第四纪早期的巨厚河湖相沉积地层到以后的多次冰川堆积地层中明显看出。这里第四系地层出露较好，是研究第四纪地质的良好地点，前人已进行了许多工作，钱方等根据古地磁的研究，认为这里巨厚的湖相地层的沉积时代为270~140万年之间，而在湖相层上、下都存在一套较厚的有层理的砂砾石层。对于冰碛地层，吴锡浩等认为在惊仙谷西侧的4973米山头上的冰碛层插于上新世昆仑砾石层和早更新世湖相地层下部的砾石层之间，据此提出在第四纪初期发生过一次冰期，叫惊仙冰期，并认为湖相层下部的砂砾石层为惊仙冰期的冰下沉积。但根据我们在野外的考察和室内多方面的样品分析以及前人从其它方面的研究结果，对此提出一些不同看法，以供大家商讨：

1. 从昆仑山垭口处出露的地层序列来看：在昆仑山主脊北坡，下部为三迭系的千枚岩和片岩，之上为上新统的昆仑砾石层，二者为不整合接触。接着为一套近百米厚的层状砂砾石层，与昆仑砾石层呈角度不整合接触。砂砾石层向南逐渐过渡为巨厚湖相沉积的灰色亚粘土、粘土层，为连续沉积。之上又逐渐过渡为厚约60米的层状砂砾石层，向上又有一薄层棕黄色、灰棕色亚粘土层。在最上部覆盖一层厚15米左右的冰碛层。事实上，惊仙谷西侧4973米山头上的冰碛层并没有下插到湖相层之下，它和垭口西侧分水脊上覆

盖的冰碛层相同，都是覆盖于湖相层之上的，都是望昆冰期的产物。这也可从地貌形态和岩、矿特征等方面明显看出：在地貌形态上，4973米山头上的冰碛层和垭口西侧分水脊上的冰碛层均为覆盖层，且分布高度基本一致，冰碛层厚度从北向南逐渐减薄，表面被后期流水改造成向南倾斜的平台。显然，这些冰碛原来是连成一片的，只是流水沿4973米山头南侧的断层线切割侵蚀而使之分开。另根据野外对冰碛的岩性统计和室内的轻重矿物鉴定，两者也基本一致。因此，在湖相层之下没有冰碛物存在。

2.湖相层下部的层状砂砾层不为冰水沉积，而是湖滨相或湖滨河流三角洲相沉积。因为从沉积相来看，砂砾石层和湖相层呈逐渐过渡的连续沉积。从真正的冰水沉积物和这套砂砾层的粒度分布累积频率曲线来看，二者有显著差别，冰水沉积中粉砂、粘土含量很少，而这套砂砾石层中则含有较丰富的粉砂粘土，表现出湖相沉积的某些特征。从岩性和矿物分析来看，这套砂砾石层和4973米山头上的冰碛层有明显区别，砂砾石层中砾石的岩性主要为片岩、千枚岩和少量砂岩。而冰碛中则主要为花岗岩、花岗片麻岩，辉长岩等。这又说明这套砂砾石层不是由冰水从4973米山头上的冰碛中搬运而来。另外，从冰水沉积物中和这套砂砾石层中的石英砂颗粒在扫描电子显微镜下的表面特征分析也可看出，冰水沉积物中的石英砂颗粒表面具有许多经冰川作用留下明显的刻槽、擦痕及人的压坑，而这套砂砾石层中的石英颗粒表面则无此现象，且具有许多硅质沉淀形成的翻翘薄片及小晶体、小晶簇，大量由机械碰撞形成的小“V”形坑等现象。

3.从沉积相上分析，湖相层和其上、下部的砂砾石层完全符合湖泊从小一大一小一衰亡的沉积过程。4973米山头南侧附近正是当时湖泊的边缘地带，当湖泊不大时，在其边缘河流注入处沉积三角洲相的砂砾石层，当湖泊扩大时，湖相层超覆于砂砾石层之上，湖泊缩小时，湖相层上部又沉积湖滨三角洲相的砂砾石层，直至衰亡，形成沼泽湿地，又沉积上部夹水生植物残体的亚粘土层。湖泊的由小一大一小一衰亡的变化过程和唐领余等对湖相层所做的孢粉分析所反映的气候由干旱—凉湿—干旱—较干旱的变化过程相一致。

4.李吉均等的研究结果表明，上新世末期青藏高原的高度在1000米左右。当时昆仑山的高度尚不能阻止华北三趾马动物群到青藏境内的迁徙，由此看来，第四纪初期，昆仑山的高度还不具备发育冰川的可能条件。另从庞其清对昆仑山垭口处湖相地层中的微体化石的研究看出，在湖相层的下部和中部有大量的上星介，而上星介的存在反映一种较温暖的气候环境，在这样的条件下也不可能发育冰川。到了湖相层上部开始沉积时，气候转冷，上星介消失，高原的隆升使昆仑山上升到一定的高度，开始发育了冰川，在湖相层之上覆盖的冰碛，即望昆冰期冰碛层，就是这个时期的产物，笔者认为这是昆仑山垭口地区第四纪最早的一次冰川作用，它的年代至少也在140万年以后。

综上所述，看出昆仑山垭口地区在第四纪初期没有古冰川的发育，望昆冰期是不存在的。当时山体并不很高，其占地理环境是以河流湖泊为主的，在地层上表现为河流湖泊的沉积环境。

西藏希夏邦马峰地区上新世至早更新世的古地理环境

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

沈永平

希夏邦马峰北坡从西向东分布有三个著名的上新世地层：吉隆盆地的沃马组，野博康加勒盆地的野博康加勒群和亚汝雄拉的达涕组。其中在沃马组和达涕组地层中发现了三趾马动物群，研究程度较细。野博康加勒群仅在1964年作过部分工作，在底部砾岩中发现了高山栎 (*Quercus Semicarpifolia* Smith) 等植物化石，为喜马拉雅山的抬升提供了强有力的证据，引起人们极大关注。1984年作者随中国-西德联合考察队在本区作了大量工作，对上新世及早更新世的古地理环境作了初步研究。

本文从沉积相，有机碳含量分析，热解色谱 (Rock-eval) 分析，粘土矿物分析，孢粉分析以及样品的显微镜下观测，对野博康加勒群地层的古地理环境演变以及后期变动作了探讨，发现它的沉积相及层序上可分为三段：下段早期为河流相砾岩沉积，后期为深水湖泊的细砂-粉砂层，中段底部与下段为假整合接触，为粗-中河湖砂砾相，中后期主要为粉砂夹泥炭层的湖泊沼泽相，上段主要为砂-粉砂的浅水湖泊相。古地理环境的变化：早期为湿润炎热环境，湖泊发育，水位稳定，中期的早期发生沉积间断，气候干燥，其后又向湿润发展，但有几次干湿波动，水位不稳定，植被多次向湖内侵入，晚期向干燥炎热环境发展，湖泊慢慢消亡。其岩性柱可以与吉隆沃马组地层对比。

从沉积层的构造及一定层位的自生石英颗粒，得出在上新世末期喜马拉雅山发生强烈的抬升，近千米地层被剥蚀和被第四纪沉积物覆盖。在上新世地层之上覆盖了早更新希夏邦马冰期的冰碛及巴区砾岩。

第四纪初的早更新世，希夏邦马峰周围发育小型山麓冰川，而外围沉积了较粗的河流相的贡巴砾岩，并在东南坡发育了“巨砾岩” (Boulder Conglomerate bed) 的科亚红色砾岩。反映在第四纪初，地形抬升强烈，流水切割快，搬运物质粗大，完全取代了以前的湖泊相及细粒的辫状水系沉积，这时气候比较干燥凉爽。后期，希峰东南坡气候显热，在聂拉木一带生长热带雨林植被和发育砖红壤。

上新世地层在希峰地区都为较厚层的湖泊及河湖相沉积，现都发生倾斜，但没有变质。早更新世的冰碛及河流相砾岩往往作为它们的顶盖层，之间有较大的夹角。据达涕组的古地磁研究，下部湖相为高斯正向期，顶盖贡巴砾岩为松山负向期，其界线年代大约为243万年左右。在巴基斯坦北部的上西瓦利克地层，这一界线大约在 2.4 ± 0.4 百万年和 2.5 ± 0.4 百万年左右；动物方面，这时正好是平朱 (Pinjor) 动物群向塔特罗 (Tatrot) 动物群变化。因此，我们认为应把高斯与松山古地磁界面作为第四纪的下限，年代大约为247万年左右。

丽江盆地第四系成因探讨

云南省丽江地区水电勘测设计队

马 祝 余

丽江盆地在第三纪末期基本轮廓已定型,地貌形态与现代相似。第四纪时期新构造活动强烈,以升降运动为主,后期地震频繁。

第四纪堆积物特征主要表现在岩性和岩相方面,所处地理位置不同,在空间和时间上有很大差别。成因类型有坡残积、山麓洪积、河流冲积、湖沼泥炭堆积以及冰水堆积等陆相堆积。

第四纪堆积物的发育严格受地形地貌、气候和构造等因素控制,而冰川作用对盆地的改造起了很大作用。

一、盆地的地质背景

丽江盆地位于横断山脉中段,云南省西部,玉龙雪山东侧。东经 $100^{\circ}11'$ — $101^{\circ}18'$,北纬 $26^{\circ}45'$ — $27^{\circ}09'$,海拔2360—3000米。南北长40公里,东西宽3—11公里,面积225平方公里。北高南低,东高西低,北起干海子、经白沙、丽江县城,南以关坡山梁与鹤庆盆地相连。

处在青藏、滇缅、印尼歹字型构造体系中部和经向构造、旋扭构造以及NE向构造的复合部位。地质构造复杂,在漫长的地质历史中,构造形迹多次复活,互相交织穿插、改造和新生,构成一幅复杂的应变图象,具横断山脉和滇西高原两单元的地形特征,映出奇特的地貌景观。

早喜马拉雅亚旋回(表一),横断山脉褶皱成山,第三纪构造活动强烈,不平衡沉降使老第三系大面积隆起,引起青藏高原东缘的“剑川断裂带”又一次复活,产生强烈差异运动,形成了丽江、剑川、洱源、大理等串珠状构造盆地。在丽江准平原上,受升降断裂影响,其山体以块断方式进行垂直差异运动。有SN向的“玉龙雪山东侧断裂”、NE向的“丽江——文化断裂”、“文笔山断裂”和NW向的“汝南古西断裂”。它们复活时,互相利用、干扰和改造,被断裂围限的块体则沿断裂带下掉,使准平原分割,形成丽江高原断陷盆地。SN向的“玉龙雪山东侧断裂”使丽江盆地形成“U”型谷槽地,后期NE向的“丽江——文化断裂”反扭,使盆地内第四系的基底水平错移7公里,象山被插入盆地中,形成闪电型“N”地形。构造体系控制了第四纪堆积物的发育和分布,也影响着风化壳的发育和堆积物的岩性特征。

丽江盆地所在区域,出露泥盆系至第三系地层和少量二迭系、三迭系玄武岩。老第三系始新统(E_1)发育,充填在中生代末期燕山构造运动以来的山间断陷盆地内。沉积了一套“丽江组”地层,可分为四段:第一段(E_1^1)早期为山麓堆积,时间较短,中后

期为河流及较稳定的内陆湖泊沉积；第二段（E₂）属于干燥、炎热的内陆湖泊相沉积，第三段（E₃）属于山麓洪积相堆积，第四段（E₄）属于温湿的河流——湖泊相沉积。沉积方向沿微偏N的NNE构造带，经后期断块活动改造而复杂化。在丽江盆地范围内，分割出一些剥蚀面，组成孤立山丘、如象山，狮子山等，岩性属第二段和第四段，如象山出露的第四段为紫红色钙质泥岩和砂质粘土岩组成的杂色层，夹多层细砾岩，其上为厚薄不等的红土风化壳。盆地内缺失渐新统（E₅）与中新统（N₁），而上新统（N₂）的“三营组”地层只在盆地外围局部地段出露。

二、盆地第四纪成因分析

第四纪堆积地形是由第四纪沉积物组成。盆地内第四系发育，各种成因类型堆积物在时间和空间的分布极不平衡，时间上风化和堆积的过程具有明显的周期性。松散堆积物总厚大于700米，尚未成岩，约300万年地质历史。地质时代指更新世（Q₁₋₃）至全新世（Q₄）。该时期发生的构造运动叫新构造运动，主要是继承了燕山运动以来的断裂，块断运动特点，它控制了盆地的基本轮廓。表现形式为大面积升降、断裂和褶皱，是影响第四纪堆积物发育和分布的因素。高山易形成剥蚀地形，洼地则组成沉积物及构成不同沉积类型。地貌特征与第四纪堆积物关系密切，不同的地貌形态与不同的第四纪沉积物相互依存，而且第四纪沉积物本身均组成一定的地貌形态。沉积类型和分布特征基本上反映了现代地貌分区和气候分带，盆地内为多种地质作用形成的堆积物。

早更新世（Q₁）初期，晚喜马拉雅旋回（喜马拉雅运动第三幕）在该区域内反映为玉龙雪山断块山再次隆起，盆地NE方向的九子海环状构造因盆被抬升为二级夷平面，丽江断陷盆地相对下降。盆地周围中低山环绕，具备了补给盆地的削蚀地形区，它是盆地沉积物的物质来源区，使进入盆地内的物质不断堆积，这堆积地形便是盆地的沉积区。

在不同的气候条件下，各种地质外营力作用不同，直接影响第四纪堆积物的发育。该时期气温下降，气候寒冷，玉龙雪山首次积雪不化。冰雪堆积是低温结合降水率高和蒸发率极低，随着不断降温而雪线相应下移，盆地周围白雪皑皑，雪线在海拔2800米左右，冰雪尚未形成冰川。低温使盆地内河湖相堆积物中的矿物质氧化缓慢，形成黄、灰色的沉积物。以盆地南端蛇山小剖面为例。

①湖相沉积，为灰白色粘土层，上部有30厘米粘土为褐色，顶部有碳质薄膜，厚0.63米；

②河岸沉积，即洪水期在河岸上形成的沉积，为黄色细——中粒砾石层，具稍微弯曲向上凸相互迭置的波痕，厚0.45米；

③洪泛盆地沉积，为黄灰色细粉砂层，往上粘土含量增多，过渡到砂质粘土层，厚1.45米。

小剖面仅反映潮湿河湖相沉积环境片段，还有湖沼相、泥炭沼泽相等。

前人将丽江盆地早更新世的堆积物定为冰期前“蛇山组”（表二），主要为灰色粘土层、粉砂质粘土层、粉砂层、砂卵砾石层。由于山体间歇性隆起与盆地间歇性沉降，形成的沉积物有由粗到细的三次韵律。“蛇山组”中含华丽兰蜆 *Corbicula Lenna Pri-me*，毗连兰蜆亲近种 *C. aff. metharia* Sturany，微塔螺 *Pyrgula* sp. 环棱螺

Bellamyia sp.等,还有冷杉属*Abies* sp.等等。厚大于187米。

“蛇山组”堆积之后期,NE向的压扭性断裂及NW向的张扭性断裂复活,引起升降运动不均衡,西强东弱,产生不均匀掀动。原属一个沉积盆地类型的“蛇山组”被分割成数块,高差300米左右。出露在拉石坝的“蛇山组”是海拔2550米;蛇山的“蛇山组”是海拔2440米;新民的“蛇山组”是海拔2240米。

中更新世(Q_2)时期,是喜马拉雅运动第三幕的继续,玉龙雪山断块强烈抬升,丽江断陷盆地相继抬高,大陆冰盖扩张,冰川雪线在盆地边缘海拔2400米左右。该时期只在玉龙山西侧的金沙江门谷发生冰川,叫“金江冰期”。后期流水作用对盆地周围冰川地貌和冰碛物改造强烈。冰川地貌发育,尤以文笔山角峰可观,它是冰川从几个方向剥蚀、边剥蚀边崩塌而成;冰碛物分布零散,砾石杂乱无章,呈棱角状。当气候转入温暖多雨,流水侵蚀显得特别活跃,由降水径流和冰川融水径流组成混合补给型河流,从北往南呈放射状流入鹤庆盆地。沉积环境属河湖相,冰水堆积为细砾粗砂、粉砂层。堆积物厚度相差悬殊,盆地北端厚南端薄,由14—500米。

后期气温增高,在潮湿气候条件下氧化作用强烈,促进了岩土强风化和生物物质的迅速循环,侵蚀基准面相对稳定,盆地内发育一套红色风化壳,即称红土层。风化壳是地质循环与生物循环相结合的产物,基岩风化很深,但大致保存岩石原来结构成份。分布在海拔2300—2700米,厚度各地不一,由几米到几十米,成土母质以红色碎屑岩为主。老第三系红色碎屑岩最易形成红土风化壳,母岩的岩性特征已决定了红土风化壳发育的内因。如丽江市体育场一带红土层较厚,在接触带上可清楚的看到红土是由下面母岩分解而成,地委党校山坡上红土层中可见到白色网状条纹,红土层下部的母岩象岛屿般的分布在风化壳内。红土层经试验为粉质壤土——重粉质壤土,属中等压缩性土。当时气候使盆地内经受了较程度的风化成土作用,这些风化残积成因的产物,可列入全球性大红土化时期。

晚更新世(Q_3)时期,地壳活动逐渐平息。冰川发育,堆积了巨厚冰碛层。早期发生一次规模较大的冰期叫“丽江冰期”,冰川伸展到山麓地带,属山岳冰川。它使生物迁移和部分灭绝,冰川到中期才消失。在海拔2700米的白沙附近保存了完好的侧碛,由巨砾、砂砾和岩屑等混合物堆积而成,杂乱无章,无分选性和层次,厚100米左右。在终碛外缘向盆地中心过渡为冰水堆积,物质较细,稍具分选性,厚度小,微具湿热变化而不均匀,被后期流水切割成深沟。当气候转暖,冰川缩小后退,又引起生物的迁移和繁盛,前人定为“木竖桥间冰期”。堆积物为灰黄色细砾、粗砂、粉砂和黑色粘土层,属河湖相堆积,分布在盆地南端木竖桥。该层中产哺乳类化石,有斑鹿*Pseudoxis* sp.水牛*Bubalus* sp.犀牛*Rhino Ceroqs*.东方剑齿象*Stegodon osientolis* Owen及真人*Hovno sapiens*.和打击石器,厚大于4米。

随后又发生了一次冰期叫“大理冰期”,在海拔3000—3500米的玉龙雪山东坡干海子一带,保存了侧碛和终碛。尤以玉峰寺北侧洪积扇可观,是该冰期堆积物。扇前下方有七个“丽江冰期”堆积而成的小堡阻挡,使洪积扇完整保全下来,是很好的储水地形,储存了丰富的地下水。冰碛砾石随冰川进入中下游河谷后,砾石滚圆度好,由于冰川的主要沉积作用发生在冰川融化期,有大量融水存在,纯粹的冰川沉积物受到流

新生代地壳活动及时代划分表一

地质时代及代号		地壳运动		旋回
		幕序	运动	
新生代 K ₁	第四纪 Q	全新世 Q ₁ 晚更新世 Q ₃ 中更新世 Q ₂ 早更新世 Q ₁	喜马拉雅运动第二幕 (上新世—更新世)	晚喜马拉雅旋回
	新第三纪 N	上新世 N ₂ 中新世 N ₁	喜马拉雅运动第二幕 (中新世初—中期)	
	老第三纪 E	渐新世 E ₃ 始新世 E ₂ 古新世 E ₁	喜马拉雅运动第一幕 (晚始新世—渐新世初)	早喜马拉雅旋回 (包括晚白垩世晚期)
晚燕山运动				

注：资料来源，参考《中国内地构造及其演化》。