

华东喀斯特地貌 发育过程与古地理背景

林钧枢 张耀光 黄云麟

(中国科学院地理研究所)
(国家计划委员会)

提 要

本文探讨古地理环境与喀斯特发育的关系。认为本区喀斯特地貌发育过程的特点是：从行星风型到季风型喀斯特，具有不同强度的多期性，造成南北方喀斯特形态归并与兼容，以及南北过渡性与区域分异。

一定的喀斯特过程产生一定的相关喀斯特地貌，而前者又受制于自然环境^[1]。自然环境包括生物与非生物因素。当今生物因素愈来愈受到重视。Juckus (1977) 认为，全部喀斯特溶蚀因素中生物成因的 CO_2 和有机酸占86.3%^[2]。而生物活动及其 CO_2 产量，又与气候密切相关(图1)。因此，生物气候与地球化学景观是控制溶蚀动力的重要条件。喀斯特发育受自然环境制约，那么它是否也存在地带性？一派学者认为喀斯特形态差别不受特定的地带环境因素控制，只受发育时间、阶段的制约(Williams, 1972)；另一派则认为不同气候带有不同的喀斯特作用，因而相应地产生不同的形态(Lehman, 1936, 1956; Sweeting, 1973, 1985)^[3-5]。至于喀斯特地貌的形成，人们已经认识到是经历很长的演变时间(Corbel, 1959)，受到第三纪、第四纪气候变化的影响(Panoš, 1965)，所以有必要依赖沉积学建立喀斯特区气候史(Lowry & Jennings, 1974)^[6,7]。然而，要探讨某种喀斯特地貌的形成及其与某地环境背景的关系，还待更多的实践。本文以喀斯特分布纬度长跨 11° 的华东为例，试作论述。

华东喀斯特主要分布于赣、皖、浙西、苏南和鲁中南，闽西南亦有零星分布(台湾暂未研究)。研究区属华东低山与丘陵区，地跨北纬 25° — 36° ，现代自然纬度带分属湿润亚热带和半湿润暖温带。年平均气温从 20°C 向北降到 12°C 左右。年降水量南部约1700mm，中部1300—1600mm，北部仅约700mm左右。南部湿润系数 $k > 1$ ，北部 $k < 1$ 。在此环境下，现

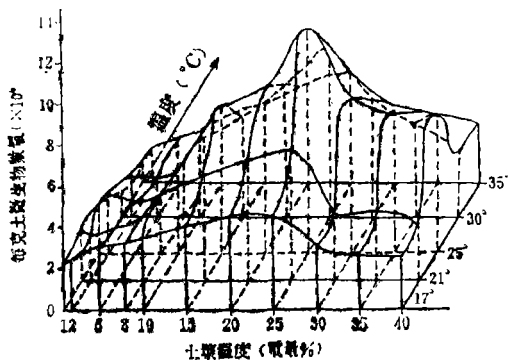


图1 土壤温度和湿度对土壤微生物活动的影响
The activity of soil bacteria as a function
of soil temperature and moisture

本文1986年4月8日收到，8月8日收到修改稿。

• 伊儿诺夫湿润系数，降水量R与蒸发力E之商。

代喀斯特过程属过渡性中纬度性质。如现代自然溶蚀量浙西约45毫米每千年,至滁县仅23毫米每千年左右¹⁾。实际上,由于古地理背景^[8-12]的影响,喀斯特地貌的历史过程与现代过程不尽相同,本区喀斯特地貌过程具有以下特点。

一、行星风型到季风型喀斯特过程

本区具有这两类性质不同的喀斯特地貌过程。在第三纪主要是早第三纪普遍沉积一套红色碎屑建造,且以盐湖相与山麓相为特征。它标志本区燕山运动以后,地壳处于相对稳定,在山前地带生成巨厚的相关沉积(如皖北戚家桥组为大别山前山麓堆积,厚达1780米;皖中痘母组也达620米;闽西赤石群砂砾厚达900余米),逐渐形成广袤的准平原。在此下垫面上,近地面大气层畅通无阻,保持了行星风环流系统。而哈德莱环流在区内动力下沉,形成高压带,至近地面干热气流又无阻拦地横过信风带,使全区南北较均一地干热。尤其是夏季北移,稳定干热时间持续占全年2/3。表现在湖相沉积中,江南的红层直至皖北桑涧组、定远组均为含石膏、芒硝、盐岩等蒸发岩与钙质的强氧化红色间灰色的砂泥岩^[13-16],都为干热气候与高矿化度水的环境中的沉积。许多时段地面生长耐旱的热带亚热带植物,尤其如清江组中麻黄属占孢粉总数20—88%³⁾,呈现热带稀树草原与盐湖为主,间有沟谷常绿林景观。以地球化学景观比拟估计,早第三纪中部本区干燥度指数为1.7—2.5以上。其中以古新世最干热,景观对比估计湿润系数 $K < 1$,甚至仅0.3左右,一般不利于喀斯特发育。然而,始新世以后某些时段干燥度下降,生物生机勃勃。如江西新余组孢粉组合中被子植物占60—80%,尤其象无患子科等较湿润环境成分占优势,同时已发现富含20种介形虫、10种轮藻、腹足类、鲤科等鱼类,及3种哺乳类和龟鳖等^[13];皖南双塔群一些层中除产有平盘螺等20种腹足类外,还发现有扬子古脊齿兽等6种脊椎动物^[15]。丰富的有机体在水下分解成胶体腐殖质,使宣(城)南(陵)盆地沉积间有含0.045%沥青的泥岩;向北至皖北定远组更是大部不含盐膏却含木兰等湿性强的植物。据此估计,始新世后湿润度增加, $K \geq 1$;渐新世温度呈波状下降,使湿度时而相对增加,如临江组主要以杉科占优势的类似亚热带针阔叶混交林景观,水域中富产介形虫、轮藻和鱼类(已发现5种)。在此相对湿润时段,尤其在水流线上,喀斯特作用相对增强。

至晚第三纪时,喜马拉雅山开始缓慢上升,至上新世约达1000米^[17]。尽管此时山势还未高大到足以打破行星风系,但对我国东部气候已有一定影响。同时本区新构造运动也再度活跃,表现为大面积抬升并伴随断块与岩浆喷出活动,原始准平原被分割,形成一系列低山丘陵间北东向盆地。盆地中沉积以灰色为主的厚层河湖相细碎屑和山前地带的红色山麓相粗碎屑,如赣南头陡群、皖南章家渡组,以及以玄武岩与灰色、黄褐色湖相沉积互层的浙江嵊县组与闽西佛昙群。后二者孢粉组合中被子植物占优势,尤其含有番荔枝科等湿润热带成分^[18]。与前期相比,古环境显然有相当大的变化,热带森林草地动物犀牛可向北至皖北肖

1) 按柯倍尔(Corbel, 1959)公式计算,数据由本所房金福等协助测试。

2) 福建省区域地层表编制组:福建区域地层表,1977年。

3) 江西地质局:清江盆地第三系孢粉初步研究,1973年。

县洞穴红色堆积物中出现。山东山旺组含400余种化石,有无角犀牛,也证实中新世为比现在湿热的亚热带环境。与华北上新世红土可对比的山东巴漏河组表明,如果华北红土沉积时年平均气温比今高 11°C 左右^[19],则山东上新世红土沉积时热量水平亦应接近于此。从皖北正阳关组含菌类,也足证当时湿热环境下土壤微生物活动的活跃,无疑生成大量 CO_2 和有机酸,增加水对碳酸盐岩的侵蚀性。这些事实说明,至晚第三纪时境内干热景象大部消除,成为较重要的喀斯特化时期,尤其北部地区许多洞穴主干系统当在此时形成。

由于上新世末—第四纪初西藏高原开始强烈隆起^[17],从此我国东部步入季风型喀斯特发育过程。这可以本区下一中更新统的孢粉组合已表现出季节性特点为佐证。季风型喀斯特是在前期的基础上发展的,因而喀斯特形态表现出叠加或兼并。这意味着第三纪行星风型过程,在本区喀斯特地貌中占有一定的地位。本区中南部类峰林、矮锥状喀斯特(简称锥丘),及赣北斗笠状喀斯特残丘,可能就是第三纪边缘热带营力塑造的。赣中宜春一带类峰林齐一峰顶,可能就是早第三纪广大准平原的组成部分。倘若斗笠状喀斯特丘陵的下部浑园丘顶与赣中北、皖南和浙西河谷盆地中高程约100—200米的剥夷面相当,则其顶上叠置的小锥体可能就是晚第三纪锥丘的残留。从而多期各异营力塑造的产物,组合成复式喀斯特形态。

行星风型喀斯特具有以下特点:1. 由于行星风系稳定而分带宽,因而喀斯特过程及其形态在更宽的区域范围内具有近似性,如北部还偶尔残留有大型洞穴与相应的地表形态;2. 本区由于干热,喀斯特发育更依赖于古水文网,而呈明显的带状分布,强弱喀斯特间的差别也更鲜明;3. 干热时段强烈的物理风化、机械和重力侵蚀作用,既修饰了前期溶蚀形态,也为其后较湿时段的溶蚀提供基础,而在形态上留下了痕迹。

二、喀斯特作用强度的波动性

鉴于新生代以来的环境波动,因而本区喀斯特营力能量也具有波动,尤以第四纪以来为频繁,从而喀斯特发育出现多阶段性。

本区早更新世以黄色沉积为主,间有红色与灰色等的杂色沉积。这种以河流相为主的多成因沉积,反映环境多变。初期,浙东下更新统孢粉中阔叶树仅占10%,而针叶树占90%,并有大量耐寒成分,如云杉占48%^[20]。浙江金华汤溪剖面,经古地磁测量¹⁾属于松山反向期的下部沉积层。孢粉组合同样是以松为主,并有耐凉爽的榆科植物²⁾;粘粒硅铝比率可达3左右;土体可溶盐含量约0.05%;粘土矿物以伊利石为主的伊利石—高岭石复矿物组合³⁾。此外,安庆组也含有北方草原麝鼠。这些反映为半湿润,北部甚至为半干旱的温凉环境。然而此后也一度转湿热,表现如鄱阳湖盆莲塘组紫红色网纹沉积;又如闽西龙岩、三明和永安等地相当于天宝组的黄色红色粘土与砂卵石洞穴堆积中发现有獾等现生于热带的动物。显然后一时段较有利于喀斯特作用。

中更新世时本区沉积广厚的网纹红土^[21-23]。其特征为粘粒的硅铝铁率低,仅约1.8—2.1左右,锆钡比率也低约0.1—0.2(表1),土体 $\text{CaCO}_3 < 0.3\%$,稳定碎屑矿物高达

1) 中国科学院地质研究所叶素娟协助测试。

2) 本所黄赐璇协助鉴定孢粉,康立文、吴淑安协助提取粘土和可溶盐分析。

3) 石油科学研究院地质研究所粘土组协助测试。

表 1 二个第四系网纹红土剖面粘粒部分主要化学成份含量与特征值*
Main chemical composition of clay minerals in the two Quaternary sections

剖面地点	样品编号	岩 性	深度 (米)	化学成分含量 (%)			$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$
				SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3		
江西九江市东	8311	类黄土	0-2	45.02	27.10	9.45	2.81	2.30
	8310	棕红色粘土	2-3	42.62	26.68	12.96	2.71	2.06
	8309	网纹红土	3-6	42.08	27.47	13.11	2.59	1.99
	8307	网纹红土	6-8以下	44.50	28.74	9.23	2.62	2.18
浙江华埠之江层	82174	网纹红土	1.3-2.1	40.91	28.17	12.06	2.46	1.93
	82175	网纹红土	2.1-3以下	43.27	27.59	11.56	2.66	2.09

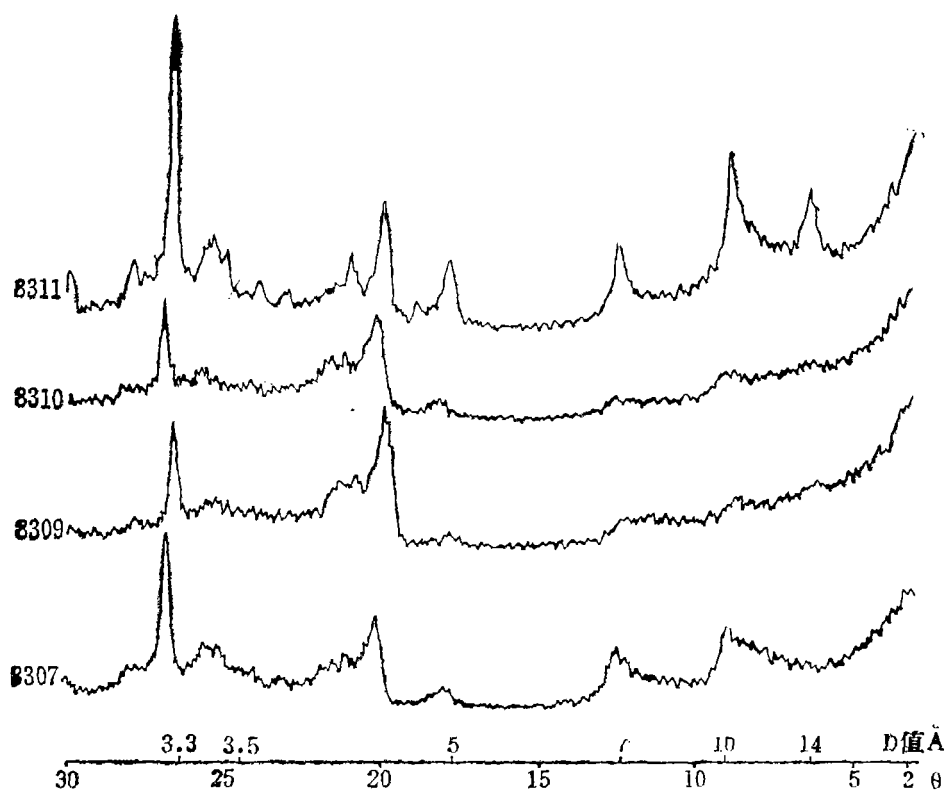


图 2 江西九江东部第四系剖面粘土样品X射线衍射图
X-diffraction of clay sampled from Quaternary
section in East Jiujiang, Jiangxi Province

* 核工业部三所协助用等离子体分析。

63—94%，粘土矿物以高岭石为主的高岭石—伊利石复矿物组合(图2)¹⁾。浙西毕埔盆地巴山坞网纹红土中高岭石占50%以上，所含孢粉以木本植物为主，如赣南网纹红土中占76%²⁾，尤其含热带亚热带成分无患子科等植物，而且蕨类比前期明显增多，反映季节性增强，季风气候基本形成。闽西南同安组亦主要为红色粘土与砂砾，经强烈淋溶常富集锰和钴，在相应的洞穴堆积中产有剑齿象、大熊猫、獐、犀、猕猴和中国黑熊等湿热森林间沼泽的动物群化石³⁾。同样，含有剑齿象、犀等大熊猫—剑齿象动物群的江西乐平涌山洞的中更新统洞穴沉积^[24]，第三层灰黄砂土含化石层和其下第四层红粘土经采样分析，硅铝率与硅铝铁率也很低，分别为2.3—2.5和1.8—2.0。喀斯特区如浙西瑶琳洞外也发育有红土，其中石英砂粒表面结构扫描电镜显示，具有明显的水下撞击“V”形坑，也表明水流活跃，属阶地沉积(照片1，见图版I)。这一切反映当时网纹红土沉积区具有相当高的湿热化环境。靠向北部的安徽和县龙潭洞低阶地残余喀斯特裂隙洞堆积，按和县猿人动物群成分，时代属中更新世^[25]。其粘粒硅铝率均比以南的网纹红土为大，而锶钡比却同样不高(表2)。这种与典型

表2 安徽和县龙潭洞堆积胶体部分主要化学成分和部分微量元素特征值*

Main chemical composition of clay colloid in the sediment
in Longtan Cave of Hexian, Anhui Province

层位	岩 性	厚度 (米)	化学成分含量(%) [*]			SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃	Sr/Ba	附注
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃				
上层	棕红色含角砾粘土	2—4	46.31	24.96	10.76	3.14	2.46	0.25	
下层	黄棕色含砂亚粘土	0.7—1.5	46.32	25.11	11.11	3.13	2.44	0.18	化石层

* 北京冶金地质所协助用x光荧光分析。

网纹红土的既不同而又相似，或许体现了向北方过渡的地球化学景观，也可能是时段上的变化。据孢粉和古脊椎动物资料⁴⁾、^[25, 26]，也显示有既生于亚热带又长于温带的过渡型生物。象这类植物孢粉约占68%，并随时间发展而有波动。在网纹红土分布区内，也有属隐域的非地带性的其它沉积，如嘉兴组河湖三角洲相灰色、黄褐色粘土与砂砾。总之，本区大部地区中更新世中后期，地壳大面积抬升后转为相对宁静，持续长期湿热，且干湿季明显，从而形成大面积厚层的接近湿热带富铝化砖红壤型网纹红土。有人估计，距今约80—60万年网纹红土沉积时，长江流域下游年平均气温比今高2—6°C^[19]。显然这种环境有利于喀斯特与洞穴的发育。

本区晚更新世有广泛的黄土状沉积，并随时空变化而有多种类型。引人注目的是可披复于各类地貌上的晚期类黄土，除含钙结核外又有铁锰结核与胶膜。从表1和图2可见，其硅铝率约2.7—4.0，粘土矿物以伊利石为主，与网纹红土迥然相异。北部的威咀组和长江沿岸的下蜀土(组)亦均是如此。向南变为含多量铁锰结核与胶膜的冲积洪积黄土状沉积，如浙

1) 中国科学院地质研究所十室协助测试，田兴有提供宝贵的意见。

2) 王曼华：江西赣江中游地区网纹红土的孢粉组合与古气候探讨，1982年。

3) 金栋生、林福隆：福建省宁化湖村石子崎洞穴堆积，1981年。

4) 黄赐璇、梁玉莲：安徽和县龙潭洞堆积物的孢粉分析，1982年。

江莲花组、闽西龙海组等。此外,还有浙东沿海东浦组、宁波组和闽东沿海东山组等灰色和黄色河湖滨海相黄土状沉积。一般认为,黄土代表干冷沉积环境。浙西瑤琳洞化学沉积物氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 古温度测定,表明距今1.7—1.1万年间(^{14}C 断代)有一次降温过程,最低时比今日当地年平均气温低 5°C 左右*。显然,这时期喀斯特作用较弱。又根据上更新统下部普遍为河流相沉积和当时闽浙沿海一次广泛的海侵沉积,以及浙东沉积中孢粉组合以阔叶树为主,并含喜湿热的水蕨属凉子等,说明一次干凉过后,进入较温暖期,较有利于喀斯特作用。许多洞穴,如浙西瑤琳洞、皖河龙泉洞等继承前期的下切而溶蚀扩大,形成低层通道。最后再度转凉,表现在浙东沉积物中孢粉组合以针叶树占优势;甚至纬度偏南的闽东沉积中,在以喜湿热的柯属、栎属、枫香属和冬青属等大量阔叶树和莎草等蕨类孢粉中,又含有桉木属等性耐凉爽的成分。相应地水动型侵蚀基面下降,河流下切,黄土阶地形成;喀斯特区地下河也下切,并广泛发育洞穴流石堆积[27]。

最后,全新世古气候渐趋向于现代而略有波动。苏南溧水神仙洞下部全新世早期沉积的孢粉组合中,草本占51%以上,被子植物均为落叶阔叶树,如柳属等,又多见山梅花等小灌木和寒温带苔藓[28],显现干凉疏林草原景观,无疑为弱喀斯特期。苏南、皖南和赣北的中期沉积孢粉组合反映为含有热带成分的亚热带常绿落叶阔叶林。瑤琳洞洞穴沉积物氧稳定同位素测温结果,大约距今6400年(^{14}C 断代)时的古温度比当地今日年平均气温高 2°C 左右。因此,它是全新世一次较强而短的主要喀斯特期。紧接着相当于亚北方期时再度降温,表现皖北张八岭一带在湿凉气候下植物遗体不易分解,普遍聚积成灰黑色腐殖质泥夹层,故属较弱喀斯特期。

三、喀斯特基面与作用方向的间歇变化

本区地处沿海,上新世以来大部地区在地壳间歇上升的基础上,又有由气候变化引起的水动型基面变化,总侵蚀基面相对间歇下降,水平侵蚀与垂直侵蚀交替,形成多层地貌与洞穴[29-31]。燕山运动二幕后期地壳长期相对稳定,加上炎热期海面大幅度上升(如江西武宁群含海陆交替相虫管化石,说明了老第三纪海水沿扬子低洼带向西入侵),因而地表以夷平作用为主,形成境内高级夷平面,残留有相关沉积,如皖南双塔群。同时,相应地发育喀斯特洼地丘陵与水平洞穴,如山东鲁中期夷平面上的仰天槽与平洲顶洼地^{1,2)}、浙江金华朝真洞等。此后还发育成低级剥蚀面,第四纪中间歇下切发育成3—4层洞穴和阶地。如江西彭泽龙宫洞上波状起伏的残留古地面,由喀斯特丘陵与洼地组成,低垭口一般高出地下河约80米以上,而地下洞穴系统又有高程约120—190米、60—100米和40米以下等三层。再如江西萍乡福田“四十八窝”为密布喀斯特漏斗洼地的古地面,约高出蘅龙洞40米,而洞底地下河又高出当地排水基面约25米,相当于第二级阶地。从高出洞底1米的流痕测量计算,作为表征当时水流侵蚀、搬运能量的平均流速约11—17cm/s。与此相反,淮河平原、浙江沿海平原等

* 另有专著详细讨论。

1) 赵建:山东淄河中上游地区岩溶地貌,1985年。

2) 李舒:鲁中南喀斯特洞穴研究,1985年。

另一部分地区,某些时期构造下沉,基面相对上升,形成与前者时序高程相反的埋藏阶地、喀斯特地貌面与层状洞穴。如在杭嘉湖平原地区长兴灰岩等上古生界碳酸盐岩上发育的第三纪准平原面,由于后期下陷,现已深埋在厚30—120米河湖与海相第四系下。其上发育有深可达40—70米的漏斗状洼地、竖井和裂隙状洞穴等渗流带形态,后被碎屑沉积物充填,是喀斯特水赋存带,单井最大涌水量可达30—130吨/每小时¹⁾。

四、喀斯特地貌过程及其形态产物的区域分异

除岩性、构造与新构造运动的区域差别外,由于本区南北各地在不同时期处在不同的地理地带,尤其是第四纪地带性更为明显,从而导致喀斯特过程及所塑造形态的地带性与非地带性区域分异。

特定古环境的喀斯特剥蚀总量与剥蚀速率及作用时间呈函数关系。地带性特征地貌的发育程度与剥蚀总量有关。所以,某种环境的累计时间对某种地带性喀斯特地貌发育有重大影响。例如,愈向南去,湿热环境作用过程的时间愈长,热带喀斯特形态愈趋典型,反之亦然。

从地带性喀斯特区域分异而言,有两条地球化学景观界线发人深省。1. 江淮分水地带张八岭及长丰一带为中更新世网纹红土分布北界。此界以北,更新世以来长期不再经受炎热环境营力的作用,过渡向北方喀斯特,以至接近北方喀斯特发育模式,喀斯特化弱,喀斯特特殊外形不突出,因此,可大体以此为界分为南北两部。布迪尔(J. Bidell, 1982)把全球分作十个一级气候地貌区,也把本区南北分属于两个区^[32]。2. 晚更新世类黄土分布南界,大体在江西南昌—都昌、皖南宣城、苏南宜兴与浙北长兴一线。它标志着干凉时期北方干冷气旋伸达的范围。此线以南地区古气候波动幅度最小,持续湿热时间最长,湿热化程度最高,因而喀斯特作用过程单一且强度大,有利热带喀斯特发育。如南部出现过渡边缘热带喀斯特,我们称之为“类峰林”。它的形体轮廓同峰林相似,亦呈塔状和尖锥状,也有散立和丛聚两类并间有洼地,只是个体和群体规模较典型峰林为小。3. 两界之间为地带迁移交替,古环境变化最频繁的地区,喀斯特发育具多过程,形成不同环境营力兼并的过渡喀斯特形态,相当于多成因复合地貌^[33]。因此,又可把南部分作两个区,或者把它们与北部区并列为三个区。

按照喀斯特地貌形态,以气候地貌和岩石地貌作为高级及次级区域分异的标志,则本区可分为北部浑圆喀斯特山地丘陵与平原区、沿江矮锥状山地丘陵与河谷喀斯特残丘区、南部类峰林锥状喀斯特山地丘陵区等喀斯特地貌区,及其下若干亚区²⁾。

喀斯特地貌是在自然环境中发生发展的。所以特定的喀斯特地貌决定于环境所赋予的喀斯特过程性质、强度与作用方向,也受制于某一环境作用的时间长度。归根结底,它服从于

1) 浙江省水文工程地质大队:浙江省水文地质图说明书(五十万分之一),1978;杭州饭店供水水文地质勘察报告,1973年。

2) 喀斯特地貌分区另文讨论。

喀斯特作用能量与物质的传输。

本区新生代沉积所标志的地球化学作用具有地带性与多期性。这是古地理变迁和古地带分带的反映。我国东部地区喀斯特过程经历了季风型喀斯特对行星风型的更迭交替。由于古气候波动,本区新生代以来可概化为六个较强的喀斯特发育期,间有若干相对弱的时期。前者包括:1. 始新世中期—渐新世前期较强喀斯特期;2. 中新世中期—上新世中期强喀斯特期;3. 早更新世中期较强喀斯特期;4. 中更新世中晚期强喀斯特期;5. 晚更新世中期较强喀斯特期;6. 全新世中期较强而短喀斯特期(图3)。

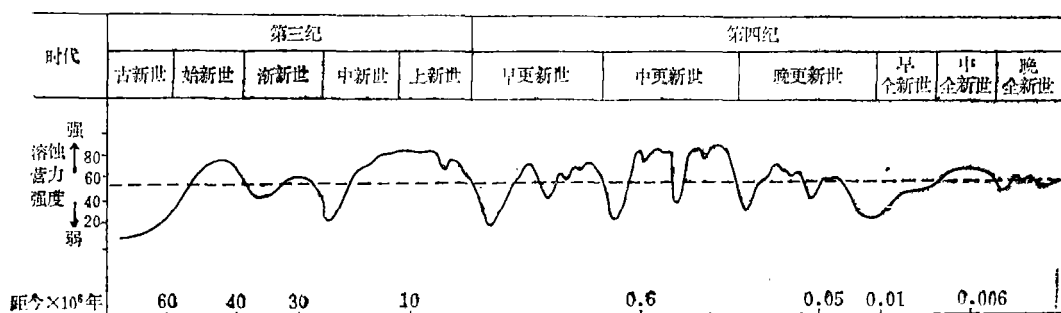


图3 华东中部新生代溶蚀营力强度变化示意图(参考雅库斯的相对溶蚀营力强度百分标准,结合本区及毗邻地区生物、气候与地球化学资料综合初拟)

Scheme showing the varieties of corrosion-force intensity through the Cenozoic Era in the center of East China

由于古地理地带南北移动并在时间上的分割,本区又处在南北环境交绥地,因而使境内喀斯特过程及其形态具有明显的南方向北方过渡的特征。以类峰林、锥丘和类石林为代表。而且也形成南北区域喀斯特分异。区内一些非地带性古环境因素,如海岸线变迁与古水文网分布,增添了沿海喀斯特发育过程及其区域分异的层次。

尽管存在区域分异,但全区地表与地下喀斯特系统均有不同程度的发育。即使到北部也发育有一定规模的管道为骨干的地下形态系统,相应地地表以干沟旱谷为特征,并偶有类锥状喀斯特。所有这一切,显示古地带分带而造成本区不同性质的两型喀斯特的存在,及各期喀斯特归并与兼容的特点。

参 考 文 献

- (1) Gams, I. (Ed.): Karst processes and relevant landforms, Proceedings of the International Symposium on Standardization of Field Research Methods of Karst Denudation, University of Ljubljana, 1975.
- (2) Jakucs, L.: Morphogenetics of karst regions, Adam, Hilger, Bristol, 1977.
- (3) Williams, P.W.: Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea, Bull., Geol., Soc. Am., Vol. 83, 1972.
- (4) Sweeting, M.M.: Karst landforms, London, Columbia university Press, New York, 1973.

- [5] 斯威廷 M.M.: 热带喀斯特研究新动向, 喀斯特地貌与洞穴, 科学出版社, 1985年。
- [6] Gospodarcic, R.: The Quaternary cave development between the Pivka Basin and polje of Planina, Acta Carsologica, Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Ljubljana, VI, 1976.
- [7] Loery, D.C. & Jennings, J.N.: The Nullarbor karst Australia, Karst Geomorphology, Gebruder Borntraeges verlagbuchhandlung, 1974.
- [8] 中国科学院《中国自然地理》编委会: 中国自然地理, 古地理(上册), 科学出版社, 1984年。
- [9] 周廷儒: 古地理学, 北京师范大学出版社, 1982年。
- [10] 刘东生、丁梦林: 晚第三纪以来中国古环境的特征, 武汉地质学院学报, 总22期, 1983年。
- [11] Frakes, L.A.: Climates throughout geologic time, Elsevier Scientific Publishing Company, 1979.
- [12] Levin, H.L.: The earth through time, Sanders College Publishing, 1983.
- [13] 江西省区域地层表编写组: 华东地区区域地层表—江西省分册, 地质出版社, 1980年。
- [14] 浙江省地层表编写组: 浙江地层表, 地质出版社, 1979年。
- [15] 安徽省地层表编写组: 安徽省地层表, 地质出版社, 1978年。
- [16] 江苏省地层表编写组: 江苏省地层表, 地质出版社, 1978年。
- [17] 李炳元等: 西藏第四纪地质, 科学出版社, 1983年。
- [18] 郑亚惠: 浙东仙居、宁海中新世孢子花粉, 孢粉学会第一届学术会议论文集, 科学出版社, 1982年。
- [19] 段万倜等: 我国第四纪气候变迁的研究, 1978年全国气候变化学术讨论会文集, 科学出版社, 1981年。
- [20] 刘金陵等: 上海、浙江某些地区第四纪孢粉组合及其在地层和古气候上的意义, 古生物学报, 16(1), 1977年。
- [21] Huang T.K., Hsu T.Y.: Gravel terraces in the Tsientang valley and their bearing on the problem of coastal uplift, Bulletin of the Geological Society of China, 1936.
- [22] 顾嗣亮等: 试论之江层(组)的成因类型及其时代, 杭州大学学报, 2(2), 1964年。
- [23] 谢又予、吴淑安: 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(地貌), 1981年。
- [24] 黄万波、计宏祥: 江西乐平“大熊猫—剑齿象”化石及其洞穴堆积, 古脊椎动物与古人类学报, 7(2), 1963年。
- [25] 黄万波等: 安徽和县龙潭洞发现的猿人头盖骨的观察, 科学通报, 第24期, 1981年。
- [26] 韩辉友: 和县猿人生活时期的古气候探讨, 南京大学学报(自然科学版), 第1期, 1983年。
- [27] 林钧枢、张耀光: 我国喀斯特洞穴研究的进展, 喀斯特地貌与洞穴, 科学出版社, 1985年。
- [28] 张嘉禾: 江苏溧水神仙洞第四纪孢粉组合, 孢粉学会第一届学术会议论文集, 科学出版社, 1982年。

- (29) Douglas, I.: Global megageomorphology, in Global Megageomorphology, Scientific and Technical Information Branch, 1985.
- (30) 任美镔: 第四纪海面变化及其在海岸地貌上的反映, 海洋与湖沼, 7 (3), 1965年。
- (31) 林钧枢、张耀光、王燕如、赵仲儒: 广西武鸣盆地岩溶发育的古地理因素分析, 地理学报, 37 (2), 1982年。
- (32) Budell, I.: Climaticgeomorphology, Princeton University Press, 1982.
- (33) Chorley, R.J. et al.: Geomorphology, U.S.A. Methuen & Co. Ltd., 1985.

PROCESS AND PALEOGEOGRAPHIC ENVIRONMENT OF KARST GEOMORPHOLOGIC DEVELOPMENT IN EAST CHINA

Lin Junshu, Zhang Yaoguang, Huang Yunlin

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State
Planning Commission of The People's Republic of China)

Abstract

The karst geomorphology is generated and developed in the system of natural environment, karst process and relevant karst landforms in the area. It is sculptured by the translation of karstificational energy and material in the long history of various paleoenvironment in the system.

The characteristics of karst geomorphic process in the region have been studied by the authors. For example, the processes pass from the planetary winds karst to monsoon karst, and multiple stages of various karstific intensity statued out different types of karst landforms, and they synthesize and coexist in the area.

The results of sedimentary analysis suggest that the paleoclimate was frequently fluctuated. For instance, the red clastic sediment with evaporite rocks interlayer reflect a dry and not environment with wetter and hot environment some time at the Eocene, the reticulated leterite is with the lower $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ratio of 1.8—2.1, and kaolinite and wood plants dominant in the clay mineral and spore-pollen assemblage suggest a more humid and hotter environment in the period of middle Pleistocene, while the xiasu loess with 2.7—4.0 of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio and illites as the dominant clay mineral, means a dry and cool climate at the later period of the late Pleistocene. Therefore, the development has experienced six strong stages and several weak stages. The former includes: 1, From middle Eocene to early Oligocene a stronger karstification period; 2, From middle Miocene to middle Pliocene a strong karstification period; 3, The middle of early Pleistocene stronger karstification period; 4, The middle and later middle Pleistocene, a strong karstification period; 5, The middle of late Pleistocene, a stronger karst ification period; 6, The middle Holocene, stronger and shorter karstification period.

The natural zones have been shifted northward or southward several times in Cenozoic, so that the karst landforms in East China is characterized by the transitional features from the Fenglin in the south China to the karstified hills and dry valleys in the north. Therefore, karst geomorphology in the studied area might be divided into three regions and several subregions.