

周廷儒文集

目录

原书目录	4
周廷儒生平与贡献*	6
广东经济地形之研究*	12
GENERAL CONSIDERATION OF THE GEOLOGICAL HISTORY AND THE STRUCTURAL ORIGINE	23
扬子江下游地景及其区分*	36
从自然地理现象证明西北历史时代气候之变化*	43
环青海湖区之山牧季移*_	48
嘉陵江上游穿断山之举例*	61
中国地形区划草案*	68
新疆天山北麓玛纳斯地区的新构造运动和地形带的区分*	84
西昆仑北坡及其山前平原修建水库的地貌条件※	109
新疆综合自然区划纲要※	116
中国第三纪第四纪以来地带性与非地带性的分化※	138
新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系*	155
中国自然区域分异规律和区划原则冰	177
关于新疆最近地球历史时期的古地理问题宰	205
论罗布泊的迁移问题.	223
近三十年来中国第四纪古地理研究的进展*	232
中国东部第四纪冰川作用的探讨	251

华北更新世最后冰期以来的气候变迁.....	258
中国第四纪古地理环境的分异*.....	271
新生代以来中国自然地带的变迁.....	286
周廷儒著作目录.....	292
编 后 记.....	296

原书目录

周廷儒生平与贡献·····	(1)
广东经济地形之研究. ·····	(1)
MORPHOLOGICAL OBSERVATIONS IN THE REGION OF PAI YUN SHAN (CANTON)·····	(8)
扬子江下游地景及其区分(节要)·····	(19)
野外考察与地理教育·····	(24)
从自然地理现象证明西北历史时代气候之变化·····	(26)
环青海湖区之山牧季移·····	(30)
嘉陵江上游穿断山之举例·····	(39)
GEOGRAPHIC AND HISTORIC FOUNDATIONS OF PRESENT-DAY DISTRIBUTION OF PEOPLES IN THE NAN SHAN-KOKO NOR AREA·····	(42)
中国地形区划草案·····	(45)
新疆天山北麓玛纳斯地区的新构造运动和地形带的区分·····	(57)
新疆塔里木河中游的变迁问题·····	(65)
西昆仑北坡及其山前平原修建水库的地貌条件·····	(75)
新疆综合自然区划纲要·····	(80)
中国第三纪第四纪以来地带性与非地带性的分化·····	(97)
新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系·····	(110)
中国自然区域分异规律和区划原则·····	(127)
关于新疆最近地球历史时期的古地理问题·····	(147)
论罗布泊的迁移问题·····	(161)
近三十年来中国第四纪古地理研究的进展·····	(168)

中国东部第四纪冰川作用的探讨·····	(182)
华北更新世最后冰期以来的气候变迁·····	(188)
中国第四纪古地理环境的分异·····	(199)
新生代以来中国自然地带的变迁·····	(213)
周廷儒著作目录·····	(218)
编后记·····	(220)

周廷儒生平与贡献*

周廷儒先生 1909 年 2 月 15 日生于浙江省新登县(今富阳县)松溪镇, 1989 年 7 月 18 日卒于北京友谊医院, 享年八十岁。

周先生出身于小商人家庭, 九岁丧父, 由母亲与兄长抚养成长。少年好学, 以优异成绩在新登读完小学后, 继续到嘉兴求学, 高中毕业于嘉兴秀州中学。其后, 于 1929 年秋考取浙江省官费保送, 进广州国立中山大学地理系学习。1933 年毕业, 以论文《广州白云山地形》获学士学位, 留系担任德籍地貌学家 w. 卞沙(Wolfgang Panzer)教授的助教, 奠定了以后一生的主要研究方向。

1935-1937 年任教于浙江杭州高级中学。任教期间所编中国地理教材, 资料虽受时代的局限, 立论却极具特色。从早期的区域地理著作《扬子江下游及其区分》长文中尚可略见其一斑。

抗战爆发后, 于 1938 年辗转至昆明, 任教于西南联大史地系, 讲授普通自然地理学课程。1940 年, 前中央研究院在重庆北碚建立地理研究所, 应聘任助理研究员。1942 年晋升为副研究员, 并应复旦大学之聘在史地系任兼职副教授, 主讲地貌学。在北碚地理所任职六年, 主要研究工作是在当时国民政府建设大后方、开发大西北方针下, 对四川与青海、甘肃一带国土、资源等方面作实地考察、研究。参加嘉陵江流域地理考察, 足迹遍及流域上下游, 参与完成《嘉陵江流域地理考察报告》, 并发表多篇论文, 对流域内的地貌发育等方面多所阐发。1942 年夏, 作为“西北史地考察团”成员, 经由兰州, 沿湟水谷地、青海湖至柴达木盆地, 穿越祁连山至河西走廊, 出入于多处当时荒无人烟之地, 收集了大量第一手资料, 发表《甘肃、青海地理考察纪要》及区域地理、地貌学方面的论著。

1946 年春, 获中英庚款名额, 赴美国加利福尼亚大学伯克利分校(university of cali—fornia, Berkeley)留学。伯克利分校地理系素负国际声誉, 地理界知名学者很多。受“文化景观”学派创始人美籍德国学者索尔(C. O. Sauer)教授的影响, 以 1942 年西北考察所收集的资料为基础, 融汇自然地理条件与人文现象, 撰写硕士论文《甘肃走廊和青海地区民族

迁移的历史和地理背景》，1948 年通过答辩获得硕士学位。

1949 年，祖国人民新政权建立，应当时北京师范大学地理系主任黄国璋的聘请，于 1950 年回国，任北京师范大学教授，并兼任中国科学院地理研究所研究员、清华大学地理系教授。1952 年秋，开始担任北京师范大学地理系主任，至 1983 年离任，任职长达三十年之久，其间，并于 1981 年当选为中国科学院地学部委员。在北京师范大学，曾先后主讲地貌学、中国自然地理、古地理学等课程。除从事教学工作外，为适应祖国开发建设的需要，在五十年代多次参加科学院等单位组织的考察工作和科学研究项目。1951 年，参加内蒙铁路选线考察。1952 年，参加华南自然地理考察。

1953—1955 年，参加“中国自然区划”工作，先后参与完成《中国地形区划草案》、《中国综合自然区划草案》，并参与编著《东北地貌》、《华北地貌》等著作，列入“中华地理志丛刊”出版。

1956 年参加规模庞大的中苏合作新疆综合考察工作，其后连续四年，仆仆风尘，每年春季出发，秋后方归。1956 年考察北疆，从南坡登阿尔泰山，并两度穿越古尔班通古特沙漠，又考察了天山北麓的玛纳斯河地区。1957 年攀登天山山地，重点考察了伊犁谷地和大、小尤尔多斯盆地等水草资源丰富的山间谷地，并到达吐鲁番、焉耆等地。1958 年考察南天山与塔里木盆地，并曾率小组对塔里木河中游作了专门的考查。1959 年考察塔里木盆地南缘及昆仑山脉北坡地区。通过实际工作，对新疆的地貌、自然地带分异规律、第三纪以来自然地理的演变等，都有精辟的论述发表，并参与撰写、主编新疆综合考察队地貌考察组的主要成果《新疆地貌》专著。

周先生通过长期的实践，认识到现代自然地理环境有它的继承性和演变过程，需要查明自然地理的发展历史，才能对现代规律有深入的认识，从而推测未来的发展趋向，因而在六十年代初提出，应发展自然地理学的古地理研究方向。1962 年在北京师范大学地理系开设古地理学课程，随后并创建古地理研究室。研究室成立伊始，即率领全室人员到内蒙古凉城岱海盆地及晋北大同、阳高等地开展第四纪古地理研究。此项工作至 1966 年被迫停顿，研究室也随即解体。

由于有在国民党党、政机构中服务等方面的历史，十年浩劫期间自难免于遭受冲击。

但周先生始终未放弃自己的信念和科学研究事业，一旦条件稍为宽松，便又孜孜以求，努力不懈。1972年，根据周恩来总理的指示：“中国科学院应重视基础研究和加强基础理论研究”，中国科学院决定以八十二岁高龄的竺可桢副院长为主任，成立《中国自然地理》专著系列的编辑委员会，组织各方面专家从事此项专著的编著工作。周先生受聘为编辑委员会委员，并承担《中国自然地理·古地理》分册的编著任务。于是，从1973年起，在当时仍极为艰难的环境中，每日早出晚归，赴地质资料馆收集材料。前后历时四年，案头手稿、草图盈尺，近四十万字的专著方得脱稿。

1976年以后，北京师范大学地理系古地理研究室重新开展工作，周先生继续兼任研究室主任。六十年代初期的原有设备已完全废旧或散失，孢粉分析室、 c_{14} 实验室、微体古生物分析室、岩矿实验室等，都几乎严是重新擘划、重新建设。研究室仍以开展华北第四纪环境演变研究为重点，并恢复招收研究生。周先生以自己六十年代开设古地理学课程时所编的教材为基础，吸收七十年代国际上的新成就，编著《占地理学》26万字，于1982年正式出版。与此同时，周先生并致力于探讨举世瞩目的中国东部第四纪冰川问题。为此，虽已年逾七旬，仍于1981年登上庐山，1982年登上黄山，亲临实地进行考察。

1981年，古地理研究室建立博士点，在周先生指导下，开始培养博士研究生。

周先生毕生从事地理教育与地理科学研究，对我国这两方面的事业都作出了重要贡献。于北京师范大学地理系三十余年，长期讲授基础课程和开设研究生课程，所培养的博士、硕士、本科生，分布遍及全国，已有许多成为我国地理教育、地理科学界的骨干。周先生在培养人才方面特别重视加强理论基础和野外工作能力的训练。五十年代初，回国不久，多次率领学生到胶东、辽东等地作地貌、区域地理实习，当时农村生活条件艰苦，师生自带行李、干粮，经常夜宿于破庙、农舍之中，与美国的生活条件无法比较，而周先生不以为苦；八十年代，以古稀之年，仍带领研究生、中青年教师，数次到秦皇岛、烟台等地，指导他们通过野外实践搜集原始素材。周先生自己在地理科学方面的成就也无一不是通过辛劳的野外实践而取得的。

周先生一生严谨治学、勤奋工作，先后发表论文、专著六十余种，主要的贡献集中在地貌学、自然地理学和古地理学方面。

地貌学方面早期的成就在于河流地貌的发育过程。《嘉陵江上游穿断山之举例》(1943)、《离堆与离堆山考》(1941)等文,通过解释嘉陵江河谷的发育历史和流域内现代地貌的特征与成因,阐明了准平原面上的老年期河流在地块抬升过程中的“回春”规律。

新疆地区的地貌发育受新构造运动、干旱区气候条件与沉积规律以及中生代以来的地质历史的影响,有它的独特规律,周先生综合各方面因素,对各山地、山间盆地、山前地带的地貌分别作出了细致的分析与说明,对干旱区地貌研究作出了重要贡献。

对于新疆境内一些最引起瞩目的自然地理与古地理问题,周先生都以他地貌学家、自然地理学家的眼光,综合判断,作出解答。新疆各山地,地貌和沉积物所显示的第四纪冰期规模、次数都存在差别,从气候上难以解释。周先生根据各山地古夷平面发育及抬升高度参差不齐的情况提出:由于新疆境内“新第三纪构造分异,各山地隆起快慢不一,高度参差。如果第四纪冰期初期,山地最占优势的均夷平面抬升到降雪最多的高度范围内,集冰的面积最大……便会发生首次最大规模的冰川。当后来主要的均夷平面上升超过了降雪最多带……下部降雪丰富带上山坡变陡,集冰机会减少……”冰川作用规模自然减少。提出了新疆山地冰川发育过程的独特模式。

塔里木中游河道动荡不定、易于发生变迁。除了“泥沙沉积作用快,河床易于淤高,不能容纳洪汛时的流量,往往突破自然堤而改变它的流路”,根据实地考察,周先生提出:“此外另有两组矛盾势力使河道变动的规律更为复杂”,“天山山前带新构造运动使山麓洪积冲积倾斜平原隆起,可以迫使塔里木河向南摆动,如果新构造运动暂时宁静,南部平原淤积和风积加厚……则河系又可向北迁徙”。并根据最近河道变迁历史和航片判断,“现阶段的塔里木河是由南向北变动的”。既分析了河道动荡的原因,又指出了当前变化的趋势。

塔里木盆地中的罗布泊,现在已因湖水干涸而消失。但从本世纪初以来,它的“迁移”问题一直是国际地学界聚讼纷纭的事件。1978年,根据考察资料及卫星照片的分析,周先生认为:“罗布泊在历史时期从来没有迁移到别处去过,只在湖盆内部受到最新构造运动和水文变化的影响,表现出各个时期积水轮廓的变动,并非‘游移湖’”。

关于新疆一带历史时期是否有日益变旱的趋势,是又一个直接关系到开发方向的重大问题。对此,各家意见分歧。周先生通过实地考察认为:“绿洲居民砍伐沙丘上的灌木作为

燃料，甚至破坏保护绿洲的树木，引起沙丘的移动，增加了沙地的吹蚀作用”是绿洲田园与灌渠被风沙湮没的主要原因。现今湮没在沙漠里的古城废墟，主要是“荒漠区河流改道”引起的。“近数百年来，塔里木河分支上的河岸绿洲因为河道淤塞河水不继而放弃耕地的例子比比皆是”，而“山麓扇形地绿洲耕地面积的扩大，灌溉用水增多”，也使“下游河道缩短，胡杨树枯死，风沙侵占旧日的聚落”。从这些论述中可以看到，周先生认为新疆的自然旱化趋势并不一定显著，而是人类活动在导致环境退化。实际上，这是对维护干旱地区结构脆弱的生态系统平衡的迫切性，及上下游农业开发必须取得协调等方面问题，提出了警告。

五十年代初期，周先生即已致力于综合自然区划的工作。六十年代，连续撰文阐明综合自然区划的原则、方法、目的等问题，并发表了《中国综合自然地理区划方案》、《新疆综合自然区划方案》等，都成为我国地理学方面的重要学术文献。周先生的区划方案的特色，在于强调贯彻“必须考虑到区域发展的历史过程”的观点，提出：在“必须探求主导因素所处的地位和作用”的同时，要考虑到“主导因素并不能作为区划的绝对标志来看，……只有区域形成和发展的自然地理过程所产生的自然物体，才是客观的区划绝对标志”。1963年发表的《中国自然区域分异规律和区划原则》一文，以沉积物和风化壳所反映的气候特征及生物化石群为依据，论述了老第三纪时期中国境内地带分异的规律，在此基础上探讨“由于古地中海的消失，欧亚大陆联成一片，中国内陆大陆性气候加强，大陆和太平洋的对比关系……破坏了老第三纪行星风系统的地带”规律以及“青藏大山原的隆起和东部地势相对下降，引起了西风急流的动力作用……改变了中国各处气候”条件所导致的“五大地域的形成”，提出了“以气候-构造作用为主导因素”的“五大地域”方案，即：东部季风林地域，中部干草原地域，西部干荒漠地域，外部青川藏山原边缘高山地域及内部青藏高原寒荒漠地域。二十年后，1983年发表的《中国第四纪古地理环境的分异》又一次从第四纪以来的自然地理演变，阐明了我国三大区的分异规律。三大区即是将原来“五大地域”方案中的干草原地域与干荒漠地域合并，外部青川藏地域与内部青藏高原地域合并而成。

周先生是我国地理学界古地理研究的奠基人、开拓者。早期的古地理研究工作着重在中生代白垩纪以来新疆自然环境的演变过程，发表论文多篇。七十年代以后，除了以专著阐述古地理学原理与研究方法，以及中国第三纪以来自然地理环境的发展演化过程和规律外，还

特别致力于探讨华北第四纪古地理问题以及中国东部季风区第四纪冰期的环境问题。从环境整体协调的观点出发，周先生提出中国境内“第四纪寒冷期的地带性问题”和“冰期雪线问题”，从而判断，根据冰期冰缘永冻带的位置和地带雪线高度，当时中国东部“黄土带或亚热带如要发生山地冰川”，必须是在“高度 3000 米以上的山地”。并从冰蚀地貌与雪蚀地貌，真冰碛和假冰碛，网纹红土与古风化壳的关系等方面，对中国东部中低山地区曾被广泛认为是“冰川遗迹”的地貌现象提出质疑。这一重要见解的正确性，正在日渐为后人的工作所证实。

周先生历任：中国地理学会第三届理事会常务理事、第四届理事会副理事长、中国地理学报副主编、国家教育委员会教材编审委员会地理组委员、北京市第五届、第六届政协委员。1950 年加入九三学社，历任第七届中央委员、中央参议委员。1981 年加入中国共产党。

参 考 文 献

- [1] 新疆综合考察队地貌组，《新疆地貌》，科学出版社，1978。
- [2] 周廷儒，《古地理学》，北京师范大学出版社，1982。
- [3] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，《中国自然地理·古地理(上册)》，科学出版社，1984。
- [4] 周廷儒，《新疆综合自然区划纲要》，地理学报，26(1960)，2，第 87—103 页。
- [5] 周廷儒，《中国自然区域分异规律和区划原则》，北京师范大学学报(自然科学版)。1963，1，第 89—114 页。
- [6] 周廷儒，《新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系》，地理学报，29(1963)，

*本文作者张兰生

广东经济地形之研究*

地形之要素，及由此而起之要素，殆多至不可胜数。然而与经济上直接发生关系的部分，仅以少数为限。经济地形，即与经济生活上有直接显著关系的地形。构成经济地形的要素，多为地形中的微地形(Microtopography)。若山地海岸之极小凸凹形态，与其结合状况，与经济上及有重要关系者。例如广东人口，大部居住平原，其生活乃赖平原上之生产；生产多由地形及由地形而生之土地性质定之，故平原经济地形与居民生活，实体戚相关也。

广东地形，大部分曾经地学家之研究，所出书籍刊物，其数甚多。但关于经济地形之著述，则可谓寥若晨星。本篇乃依据各地学家之立论，并参以个人实地观察之结果，将全省按照地形成因，分成若干自然面，复研究其与经济面诸关系现象。虽粤省幅原辽阔，经济地形，亦至为繁杂，因限于篇幅，仅能择其主要者言之，且推论亦甚概括也。

兹分三角洲面、丘陵地面、海岸平原面、山间扇形地面、山间谷底平坦面、山间谷壁倾斜面六项并与每项下列经济面之生产面、居住面、交通面三者而解释之。

三 角 洲 面

广东著名之三角洲有二，即珠江三角洲和韩江三角洲。

a) 珠江三角洲，为东、西、北三江合力冲积而成之大平原，有史以来，其海岸深入内地，直抵羚羊峡，形成一大海湾。西、北两江之水，穿绕岛屿以入海。所含泥沙，沿途沉淀，逐渐积为平原，以成南海顺德二县之地。同时东江之水，自东来归，其沉积情形，亦与上述无异，此其成因之概略也。吾人试登高处远瞩，但见河川交错，孤山 Inseberg 耸立其间。平原之上，复可分成二级：其较高者，为平坦台地 Terrase，多系由丘陵剥蚀而成。其下级，乃为天然水流(Naturlich Wssercanale)所贯割之低原。

b) 韩江三角洲，为韩江与揭阳江所冲积成者，其上亦有孤山点缀其间。临海一带堆积物，系疏松之石英砂粒，故汕头附近井水，多含盐质，因其为渗入之海水也。距潮州不远之枫溪，有高岭土(Kaolin)堆积，自古以产瓷著名。

三角洲有(1)肥沃土壤，(2)低平地形，(3)位置在河谷之迁移点上。斯三种要素，实为

三角洲对于人类贡献之最大理由，是故其经济面乃极有价值者也。

生产面：自生产面言之，珠江三角洲与韩江三角洲，因土质气候之不同，其情形迥异。即以珠江三角洲论，地形高下，其景观(Landschaft)亦不一致。凡低平之地，灌溉可资，尽开粮田，占全面积三分之二(其余为山岭及水道，年种稻二次)。居民每在河旁填积沙滩，筑石坝围田以事耕种，因此水道淤积，益复推之而前，人海之口，愈来愈远。而降度日低，苟遇盛涨之时，水不能畅泻，以致酿成巨灾，农民损失极大。南部顺德南海二县，穿潢断港，萦回而回淤，几百方里内，纯为鲁桑(Broussonetia)之种植，成为广东产丝中心区域。平原上有无数鱼塘，围以桑基。此种桑基鱼塘，仅于该带低洼之地有之，他处似不多觐。考其原因，因该区河道淤积，雨季常受潦害。为适应此种地环境，农民于桑地中间掘塘，以所掘之泥，填成桑基。有行四水六基制，或六水四基制，亦有水基，各占其半者，此均视地势而变迁也。桑基离水面颇高，可免浸淹之虑，惟潦水过涨时，淤滥亦难幸免。鱼塘非仅为桑基附属品，亦有生产之利。其间以养鱼为副业获利亦厚，且塘泥可为肥料。距河川较远之鱼塘，旱际灌溉资之。东莞一带润泽之地，则多植蔺草，为束材或制包席之原料，年值百数十万。初冬须将该草移植烟地，春初复合种于水田空隙处，约四五月间收取。虎门附近泽地所栽培者，系盐水中生长，其质地较差。东江与西江流域所产者，乃由淡水中生长，其质甚佳。自新会以东，至江门一带，高烟及河堤上遍植棕之属(Liriodendron Chinensis)，居民以其叶制扇，称曰葵扇，年值数百万。较水田略高之台地(Terrassen Land)，其土壤大抵为脆软而成粒状之红棕色与灰色沙岩。此原生种植土壤大部系肥沃之垆土，虽不能与冲积土匹敌，但亦且有适于特种种植之条件也。其上所产有热带果木，如香蕉(Musa SapientiumM, Paradisea)、荔枝(NepheliumLitschi)、菠萝(Ananas Satirus Liroll)及其他甜薯、花生、甘蔗等等。

韩江三角洲之生产面，约可分为三带：海滨沙丘下部，为沼泽景观(Sumpflandschaft)，即汀线附近海水升降之处，产物不生，称为无机带；其内部为肥沃稻田，即中部平原，供给居民以巨量谷类，尤以米为最；复内则为烟(Trockenes Ackerland)，可称曰内带，甘蔗产量甚多。

居住面：三角洲有低平之地形，且土质膏腴，地利富有，自能负担极繁茂之聚落与繁盛

之人口。城墟分布，多沿河川或河汉之交点，船只集合之地。村落则多逼近山麓。珠江三角洲之产丝区域，常于桑丛树林中，隐现农舍二三或八九椽，间有茅屋，以草作盖，以泥作墙，名曰蚕寨，以为临时养蚕之用。其较有永久性者，则为蚕户之草屋。蚕户所居，率皆傍水，多于河旁筑椿屋。其职业捕鱼或操舟，但亦有植桑稻与汉民同化者。

三角洲上之人口，以每方里密度计算，潮安得 311 人，潮阳 285 人，南海 263 人，东莞 150 人，新会 148 人，番禺 158 人，揭阳 125 人，除潮阳潮安揭阳三县属韩江三角洲外，其余各县或县之一部分，均位于珠江三角洲上。开平台山两邑，人口颇盛，所见村乡，分布殊密，且建筑宏伟，常有新式高耸洋楼，足见其财力之富裕。但推究其原因：则知非当地地利之赋予，而实由人事之影响。盖两邑土壤，原甚饶确，所出谷米，不能自给，且亦无其他大宗农业，以供挹注。所赖以维持此蕃殖之人口者，厥为邑人在海外经营所寄之汇款耳，韩江汕头潮州等地情形亦复相若。

交通面：三角洲上交通便利，自航运方面言之，有东西北韩四大江为主要航路。其中尤以西江为最重要，江面广阔，下游翰楫，往来如梭。更有形如网状之水道，居贸运途中极紧要之地位。东江水浅，秋冬之际，轻载拖轮，仅通惠州。北江水挟流沙，随地淤积，轮运不便，韩江情形亦同。广属河汉，虽畅通舟楫，但三山陈村间，水浅礁多。佛山与西南等处，沙洲日积，使运输迟滞，或航线迂曲，不能溯流直上，极须加以人工之疏浚。铁路方面，广三广九新宁潮汕及粤汉南部一段，成分布于三角洲上。因其地形平坦，辅设工程极易，惟河港甚多，桥梁之架设，所费较巨耳。上述铁道线，均与航运并行，是故货运多为轮楫所夺。除粤汉路外，其余皆为旅客输送线，无若何运输上之价值也。近交通上居最要位置者，全为汽车路一项，其筑造亦不若山地困难，年来大有突飞猛进之趋势。两大三角洲上，路线纵横，星罗棋布，顿改昔日交通面之旧观矣。

丘 陵 地 面

全省丘陵地，可分为二类：一为侵蚀原面，一为堆积原面。

甲. 丘陵侵蚀面：火成岩或水成岩组成三山系，因受剥蚀作用甚深，成为低坦之丘陵地。以其往往被河谷割裂，外貌常各不相同，故山形大都错乱而少系统。其成于极耐侵蚀之石英岩、花岗岩、或石英斑岩者，其高度较大。侵蚀甚深之流状花岗岩，多成圆丘。石英斑岩，

则多成狭长之山脊。其成于疏松之沙页岩，侵蚀极易，故丘陵皆低小，且轮廓光面，坡度平缓。红色岩之丘陵，多见于海滨及三角洲上，大部低坦，起伏作波浪状，不披草木，红色炫目，其高度常在海拔四十至百米之间。

乙. 丘陵堆积面：是即高出于平原上之沙丘，其排列颇不规则，多属横断沙丘型，其新鲜逾十公尺。汕头海岸，与带沙漠性态之雷州半岛、广州湾、高州及阳江东南等处，常得见之。内地如广州东之南港所造及其北之新街银盏坳亦有枯涸沙洲之堆积。

生产面：丘陵堆积面无经济上之价值，兹仅论丘陵侵蚀面。丘陵侵蚀面之风化土壤，情形颇不一致，其与成因之母质，极有关系。颜色大抵自灰褐色以至红色。普通多呈红褐色，此种土壤，性极肥沃，且温度雨量，均甚适于植物之滋长。原来为繁茂之自然森林境域，多松竹及亚热带之阔叶树。惟人民不知爱惜，树木任意砍伐，以致丘陵上，常是童山濯濯。现所存之人工种植，大部为亚热带之果木及灌木。按分布情形：北部多大戟科(Aleurites)，山茶科(Camellia)；南部多橄榄科(Canarium, Burseraceae)及肉桂(Zimt)；西部则多八角茴香(Sternanis, illicium verum)属木兰科(Magnoliaceae)与盐肤木(Sallenierante), Rhus Seemialata 所产虫瘿 Gallen 名五倍子属漆树科(Anacardiaceae)，而其对于石灰岩与红土局部上之应用，则仅为局部之意义。居种植中最有利益者，莫如松柏之属。及为主要薪料或用以制炭。通常丘陵地面，时供居民刈草以饲家畜或充燃料可称为地表上一种劫掠业(Raubbau)。人口聚密处之丘陵地有作墓场用者，自经济学观点上言之，此种垒垒坟墓，乃为消费而非生产者也。此外有一饶有研究兴味者，即为茶之种植。据地学家李希霍芬(V. Richthofen)旅行广东之记载，谓丘陵坡面上，遍种茶树。但现时吾人所观者甚鲜，惟于广州东北之樟木头之沿增广公路一带低山斜坡上，有排列鳞次之空隙台地，即为昔日之茶园，不图 60 年后，衰落至此！考其原因：大抵因海运发达，闽浙茶大批运入粤省，本地土茶，难与匹敌，遂使植茶事业，一蹶不振矣。

居住面：多数乡村或小聚落分布于丘陵之麓而成带状，此乃地势较高，不受泛滥影响，背部又得丘陵庇护，且节省平原上之生产面，作他种利用。

交通面：丘陵地面无交通上意义兹从略。 ’

海岸平原面

广东之地质，大部属花岗岩。沿海一带，外营力改变地块颇烈，盖适当季风之衡，直接受其影响，是以原有之花岗岩景观(Granitine Landschaft)，备受风化摧毁。西南海岸，极目平坦，有带沙漠性之海岸沙(Kustensand)与沙丘之沉积。东北滨海带，则为狭长之平地，间或有岩石显露，而以港之排列，每与海岸相垂直。且有堤塘为衡，是皆为海岸平原，由海水退减，海底露出于地面者也。

生产面：西南海岸，茂名北部一带群山，成自侵蚀已深之古岩层，农业尚盛。由此以南，极少山岭起伏，一望平坦，多属冲积沙土。地下水线甚低，植物生长不易，耕作殊无希望。居民大部以捕鱼为业。自广海至雷州半岛，沿岸九十余里均为渔场，海峻山电白一带，礁石颇多，渔业尚不见若何发达。惟北海一隅，为中国著名之渔港，每年产值不下一千万元以上。惜港湾不良，在西风期内，不易捕鱼耳。东北海岸平野，由于海水退减，人工逐次增筑堤防，而平地日渐向外伸展所致。惟离花岗岩区域甚近，砂岩自花岗岩冲刷而下，其质甚粗，耕作亦颇困难。居民有设堤蓄水以养蠔者，又有开辟盐场以晒取盐者。至于沿海渔业，较南部为盛，汕头东北海岸线曲折，多天然良港，如南澳、达埠头石林等渔场，约二百余里。海陆丰沿海一带如甲子至平海附近海岸，成多数水深之港湾，其中渔业以汕尾湾为最盛。

居住面：北部海岸平野，人口较多，盖岩石海岸与近海港河口常为聚落之集中地。且养蠔晒盐捕鱼诸工作，亦甚便利也。南部海岸平野，荒草离离，萧然四野，间于竹木丛生之处，隐露人家，然亦不过十家八家或二三十家之村落而已。业渔者生活殊苦。有船住船，有屋住屋，此尚属充裕之家。而其穷者，则住棚，每棚有狭屋约百间，其屋高不过七尺，阔不及五尺，长约一丈，每棚人口稠密，住食排泄，皆在此处，而棚下污秽不堪，每当盛夏之时，每易酿成瘟疫。

交通面：滨海地带，大部为沙土沉积，道路干线，概设于海岸之内部，而不设于沙丘之外侧，因浪之冲击，地表常移动，且接海岸之部分，地多沼泽，富小河三角洲，干线通过颇为不便。同时外带产物不生，无人类活动之所，亦其重要原因也。北部岩石海岸多海港，舟轮停泊便利。南部海岸线甚短，浮沙软滩，一望无垠，海港曲湾，亦不多见，小轮且不便航行，大轮停泊巨难。

山麓扇形地面

自山谷入平野之河川，其倾斜减少，水流速度，亦因之逐减，而搬运力逐渐减颓，乃常于山麓堆积岩屑。其形似扇，故称扇状地(Suttkegel)。一般形态，恰如画一同心圆，其地表略呈凸形。当扇状地面完成以后，形成此地形之河流及其他通过扇裙之河流，侵蚀扇形地面，因而被剥削之处甚多。且其上层经人工垦植改变，常失去原有之形态。此种扇形地形，在广东常见，盖由于干湿季节变化极显，山岭无植物护之故也。

生产面：扇形地之堆积物，虽常受山洪之影响，而土质结合，却甚疏松，于排水方面极易，假如河流侵蚀部分之坡面不急，则堆积物甚为微细，可施行耕植。惟大部亦由岩石性质如何定之。自冲积地以迄坡面所积土层间，渐次降低土壤滑走(soil slip)与土壤侵蚀(soil erosion)；在此种不甚峻急之斜坡上，或不克湮没坡面之全部。或仅山坡下部一半，有适于耕种之土壤。如广州白云山东麓扇形地，上部多数为石英岩块，大至一立方米，且造成十米之阶段地，下部则为沙质墟姆(高约数米，其于人工或天然之割痕处可见之，此种土质极肥沃)，大部用以植稻，其他如豆、姜、甜薯及蔬菜之类颇少。

居住面：此种扇形地，常为建设农村最良处，沿向阳面，则受日射较谷底为佳，且较山谷少受冷空气之侵袭。例如白云山濂泉寺下之扇状地，其扇裙上有极繁之沙河及新村等，谷内除寺庙与夏型别墅外，仅有少数草屋以贮物或为守田场之所，此外无聚落可言也。(倍纳望 Benevent 对于扇形面上自然经济之研究，颇为详尽)。交通面：扇形地多属平坦，常为开辟路或建筑路之通过地。

山间谷地平坦面

粤省大部属古陆区，剥蚀作用极强。其断续起伏零乱堆叠之平原，多由剥蚀较深之河谷或地层陷落所成。古生代或古生代以前之岩层，其折曲部因侵蚀及风化作用，渐次成为平地。水流所经，沙土堆积。此种平原常与河流同一主要方向，而几全在强烈折曲部之走向上。上流平原与下流平原往往为山地所隔亥。河川流经一平原，则贯穿于狭隘湍急之山峡(例如西江之羚羊峡，北江之飞来峡等)，复流入下流第二平原内。前中大地理系教授克勒脱纳氏(W. Credner)曾谓此种山间平原为华南一般景观之基本的形态要素。短狭河流，所形成之山谷，因坡度极大，其侵蚀自高而下，无逐渐减弱之势，水流自发源地上泻入河海。山岭斜

度常峻峭，谷中平地，直达峭壁脚下，故河谷面积甚狭，且少逶迤曲折之状。此类河谷，常见于河川之上流，所谓青年河谷是也。同时在急倾斜之海岸上短川所形成之山谷，亦属此类。此外由于地层陷落所形成之平原，则为盆地，例如粤北丹霞盆地，其面积达 2,200 余方里，南雄红色盆地，面积达 3,000 余方里，盆地沉积甚厚，经河流向下深刻，往往造成风景奇绝之峡谷。

生产面：狭小谷底之土壤，大都自山坡所洗刷而下者，极与附近山上之母岩质有关。而广大之山间平原或盆地，其土壤母质，自较复杂，寻常均呈褐色以至深灰颜色，为砖壤或砖质粘土质，大体和附近山地有关。其土壤性质之改变，乃人工力作之结果。盖此种谷底

平坦面，自古便行集约种植，大部由灌溉种水稻，每年可收获二次或三次不等，乃视其地方气候与土质而异。北部谷地，兼产小麦高粱，而甘蔗之栽培，尤为出产之大宗。惟谷底平地区域，常因缺乏相当之排水沟渠，每遇霪雨，附近高地之水，横流地面，四周多属童山，水面极易高涨，导致泛滥而成巨灾。狭小谷地，水害尤烈，所经时期则甚暂。广大谷平野，淹没较久，为害情形亦较逊。较高平原，不受潦害，但遇少山岭起伏之区，则表无小沟渠以集合水量，雨时时渗入地中且地下水线低，农民灌溉，深感困难。常掘井汲水，以事耕植。沿粤汉路之大朗、新街、郭塘等地，均有此种泉井分布。为广东之特殊人文景观也。

居住面：广大谷平野，大部实行集约种植，故人口极为繁衍。多大城墟大村落之分布。且河岸聚落甚多，常位于人工围基或河成丘段之上。盖因地势稍高，平时不受水害。惟遇盛涨时，泛滥当然难免。居民因地点适当交通路线，狃于近利，亦不以涝患为苦也。狭小谷地，所见农村，至多三四十家，鲜有达百家者，即有亦仅在细流会合冲积地面积较大之处也。且大部为贫农之住屋。石坡之上，间有窑厂或船户聚落之分布，要皆贫苦不堪之住民耳。考山谷人民稀少之原因，大半受自然环境之支配，盖山地峰峦重叠，地势高峻，土质干瘠，即近河川之处，土壤较腴，灌溉方便，但亦以面积过小，不能容纳多数人口使有较大村落存在。有仅赖造梯田以维持其一家粮食者，山民在少数梯田支配之下，其稀少可想见也。

交通面：山谷交通，除崎岖之山道外，全为河道。河运之优劣，以地势而异。倾斜缓急山脉走向，皆有关于河川之流势与曲折。通常河运在上流之少年河较老年河为困难。而纵谷则较横谷为便利。盖河流之倾斜，以二百分以下为宜，过此即大减其交通上之价值。西东韩

北诸江上游，河床倾斜急峻，航行甚感困难。西江船只，吃水若在一米以内，于最干枯之时，犹能上驶至梧州。过此以往，仅能驶行小民船及平底电船。盖有险滩数处，极难避也。东江冬季水浅，惠州以上仅通民船。韩江至潮州上游五公里处，有五百米长之狭谷，河床倾度颇大。艇上驶，进行极难，将近三河灞，航路为五公里长之狭谷所中断，船只必须用绳索上。是故出入韩江上游之舟楫，其大小几乎一律(长约十五米，宽约四五米左右)。北江上游浈武二水，亦仅通民船。浈水流经南雄、韶州间之平原，水势过缓，河底甚浅，且为赤土，故流水常呈赤浊色。其航行民船可不十分坚固。反之武水，则情形迥异，武水盘曲于万山之间，自砵石至韶州，有十八滩(三层滩、滁滩、白鸡滩、牛腿滩……)之险。乱石峥嵘，水势湍急，两岸削壁岫嶙，驶舟偶一不慎，触石立成齑粉。故其航行船只，构造必须特别坚固。

陆路交通，山谷亦占重要位置。一般交通路线，多沿山谷前进，山谷之形，有纵横之别，纵行山谷，普通为非重要交通线，而横行山谷，则居重要地位者。如韶关帽子峰林子岭之北，为宽约里许之横谷，粤汉路线利用此谷通过该处也。

山间谷壁倾斜面

山地离海岸远近，所受季节风之影响不同，而其侵蚀亦有别。故内地山形大都巍峨峻秀，块状花岗岩所成之高山，岩石分裂常作石流(Block stream)，堆积于山坡之上，亦有造成石海(Blockmeer)者。石块边际分裂以后，棱角磨减，远望如头颅。岩质风化，堆积于山坡下段，往往甚厚。水成岩在本省西北，分布较广，尤以石灰岩为最多。自连贵二江之分水岭，沿粤桂边境东南行，以迄英德一带。均属石灰岩。以其易受水蚀，高大山岭，多成柱状，或成绝壁，有如刀切。其中有属古生代者，则为大理石。古生代下部变质岩所成之山岭，亦多在西北部，为粤省山峰最高峻地带。自乐昌分支向西南延展，经曲江乳源二县县境而止。此带峰峦缔结，均称瑶山，因居民多瑶族故有是名。

生产面：此区山岭，因受强烈之洗刷，常造成陡急斜坡。高处土壤，几被洗刷殆尽，表面土壤多被移去，底层土又复风化。高峻山坡，岩石挺出，土衣极薄。上即分解岩质，往往厚积于下部。花岗岩之风化土壤，其中含沙粒甚粗，盖由于石英不易溶解且其质坚固所致。坡面土壤，因地势峻险，农业利用不大。但利用造林，确到好处。山上本为天然森林区域，由于人工砍伐过甚，森林乃甚稀少。繁茂雨林，仅于寺观周围见之，益受僧道之保护耳。然

亦不必候诸久远，将尽见其濯濯也。高山林，常为盗贼出没之区，盗匪徒，则瑶人汉人接踵移入。前者砍伐山岭上部森林，代植以沙木；而后者则焚毁下部森林而事耕植。其灰烬使土质肥沃，可不施肥。但经两年雨水之冲刷，土壤即变硗确，农民乃弃之他适，任其荒芜。复二年，则剑形状草药满生其上矣。山上瑶民锐意发展其特殊之森林经济。所产杉木，供给该地汉人建筑用者，几占五分之一，而大部为制棺之原料。人口稀薄之山地，汉人亦有栽培森林，惟多松柏之类，乃用以制柴炭者。其砍伐时间，概在二月，六月季雨来时，涧水暴涨，居民将所伐之木，自峻壁推入山涧。遇山略缓之处，则铺设木轨，树干由轨上滑下，顺流放运市场销售。人口较多之山地，坡面森林，难以保持，农人乃择山坡下部土厚之处造梯田，用种水稻。因其地势高下，引水灌溉，但泉尽则田止矣。

居住面：山坡斜面，常有自北部移人之客家人筑屋居住。经营梯田，或植山薯、花生。盖平原沃地，早为本地人所掠，少有彼等立身之处。此外则为宗教之居住地，乃赖宗教关系之收入而支持生活。故生产面亦可以寺观之分布而解释之。此乃生产面与居住面一致之例也。瑶山中之瑶民，乃在坡面上之居民，大半赖其四周所产杉木，以维持其生活。生产面为林地。是则生产面与居住面各异者也。瑶民剥杉木之皮以蔽屋顶或墙壁，免雨水渗透。此乃生产面影响家屋状态者矣。

交通面：幼年期高峻之山地，每成数百尺之断崖绝壁，往来交通，即赖崎岖升降之山路，其艰难险阻，盖可想见，山地形势，其坡斜度大小各别，交通路线，乃沿坡斜度最小处前进。如粤北通赣之梅岭山下，钟鼓岩东西纵，能引人徐登山巅。无升降之艰难，复经人工道，相其山谷之宜，革其坂险之阻。乃使梅岭一关，为海遭未通时，南北交通之孔道。要皆地形所赐者也。

• 本文原载《地理学季刊》第一卷，第3期，页1—20，1933。

MORPHOLOGICAL OBSERVATIONS
IN THE REGION OF PAI YUN SHAN(CANTON)*

The earth surface , as stated by Walther Penck , (1)is a reactional field(Reaktionsfeld)between two opponential force groups. The endogen force produces reliefs of the earth surface and the exogen force on the contrary, causes mass transport from high to low places. Both force groups work in the earthcrust which consists of definite rocks and poossesses a definite structure. By the reaction of both force groups in the material of the earthcrust, the form of the earth surface is originated.

The geographers take up the word“morphologie”(Formenlehre)most not on all appearancial forms of the earth surface, but limits its sense on the study from the origine of the surface forms of the solid earth crust. It can solve its problems only in this means that it pays attention not only on the earth crust in connection with its rock composition and structure. but also on the important exogen and endogen force in the region of penetrating investigation. The observation to the morphological confinement of a certatin mountain must be also pointed to the material of the mountain and its plains, to the stralification of the rocks and its ages in both cases, to the endogen and exogen forces which are active at present in modelling the mountains and its surroundings. (2)The writer tries to investigate a mountain landscape, situated in the monsoon region, where the special condition of climatic activities is working against the crustmovement. The mountain named Psi Yun Shan(White Cloud Mountain白云山)North East of Canton, Which as a whole is deeply intersected by steep graded valleys but reaches nevertbeless, 382 meters elevation above sea level(Mosing ling). (3)(Plate a)So the slopes are inclined partly 30° and even more, A number of gone shaped hills are projecting in the southern part. Valley fans are spread out in front of all valleys. The weather seems to be sufficiently moist as condensation of water vapot takes place when the moist air of the summer monsoon is forced by the mountain to

rise almost 400 meters above the delta plain. Hence originates the name "White Cloud Mountain"

Arn. Heim has pushed forward a great deal of our knowledge of the geology of Canton, including Pai Yun Shan. He shows that the region is still very young and just in Tertiary has occurred intensive folding. That was the last effective orogenic Phase—the "Alpine". (4) Before we go into the detail study of every morphological fact we must, at first, get some idea of the geological history and structural origin of this mountain.

*文原载《地理学季刊》第一卷第四期, 1934. 65页—97页

(1)w. Penck : Die Morphologische Analyse, Stuttgart 1924 P. 1—2

(2)A-Supan : Grundzuege der Physischen Erdkunde Berlin. 1930. Bd. I. 2. P. 247.

(3)Map of Canton : Scale 1 : 10000 (广东陆军测量局制)

(4)A. Helm-K. Krejci Graf—Lee Cheng-San ; geology of Canton 1930, Special Public. No. VII.P.28

GENERAL CONSIDERATION OF THE GEOLOGICAL HISTORY AND THE STRUCTURAL ORIGINE

The oldest "Bauglied" of Kwangtung in datum, which contains fossils, is the mighty series of Permo carbonic limestone, forming the characteristic rock in Whole southeastern China. Hanging above the Permo carbonic limestone, we find the sandstone of about Permian age which later has been converted into quartzite by metamorphism of granitic intrusion, (5)forming the most important building material of Pai Yun Shan All of the formations which deposited was mostly in horizontal strata, and in the young jurassic age was highly influenced by the first orogenic removement,accompanied and followed by fluidal and massive granite intrusion whose masses cover a great area of land forms today.This folding,being, counted by Arn.

Heim corresponds to yenshan orogene A of W H. Wong where the folding strike genereally SWNE, that is so called"Sinian Strike", as shown by Richthofen. At this time with relatively tectonic movement the Peneplainization of Yenshan folding and overcover of its Peneplain(Rumpf)took place with mighty red bed mass in the end of cretacious or in early tertiary then followed the alpine orogenetic movement by which red beds throughout the surrounding plain of Pai Yun Shan have. been tilted and folded.According to the statement of Richthofen. (6)an evolutional landscape of mountain character in old rock was depoSited by terrestrial Red Sandstone formation of young mesozoic to early tertiary age, whereby he gave the possibility that the highest part of the deposited landscape rose up almost over the raising plane (Aufschultungs-flachen). The degraation of a complete river system on this plane has been to the cut of the valleys by erosion again in the old covered mountain where they would be reformed naturally also by the subarid transportation.

The phenomina of crustmovement which has gone on intensively can be proved by the

regular appearance of "Durchbruchstaeler" in Kwangtung province, that the antecedence of the river network in condition of Arnheim's demonstrated alpine folding in this region as well as to his young crustmovement. The confirmable "terrace-rest" mostly in horizontal strata up to 115 meter high in Canton delta (7) gives also the evidence that the youngest relief building crustmovement is of epeirogenetic character. Comparing the association of the forms with which shows in Kwangtung and most in Yunnan, the intensity of this youngest epeirogenetic crustmovement increase violently towards the continent. This can be explained as the result of a vault (Aufwoelbung) in a great area which is a more or less uniform great fold (grossfalte) (W. Penck) of the continental prolongation. The eastern part of this folding fits just the region which we are discussing now.

The proportion between the intensity of the crustmovement and the exogene forces gives its result expression in the character of Pai Yun Shan. As we know, the whole mountain mass was formed by an intrusion of granite which passed between the quartzite and digested most of the argillaceous beds of the stratigraphic series and at the same time, the first tectonical movement was initiated. The height of the mountain to which carbosandstone mass once rose above the present surface is reasonably considered by observing quartzite material on the top of Mosingling (摩星岭). (The highest peak). Quartzite, being very resistant against weathering, becomes the most important material, building up Pai Yun Shan, while the surrounding weak parts of clay shale, sandstone, and later red beds which had filled up with great thickness, have been worn down by erosion and denudation from a destroyed structure to "fast Ebene" but the mass of Pai Yun Shan is still rising, with a body of greater resistance, known as "Monadnock".

The ability of exogene power to denudate down the flat relief in low level is due to the feeble resistance of the sediments and this feeble resistance is caused by very intensive weathering of rocks which are influenced by special climate. The climate of Kwangtung corresponds with rich precipitation in the north monsoon belt, on which the denudation and erosion are intensively working.

Even at present the effect of transportation indicates, that it is still going on with great intensity, During the summer time, the earth of the whole landscape soaks a great amount of water. That is the season of intensive weathering and mass transportation. The soil of the mountain slopes are also deeply moistened, if here the great part of water amount flows continuously on the steep slopes and works hard in the enclosed water veins to the local denudational base. We can observe evidently, that the deeply destruction on the whole deforested slopes take place and mighty fan construction(8) occurs very often after very strong rain ; so we are not allowed to forget that this mass movement which the weathering cover have been already transported several times in the fundamental results of deforestation of this region.

VALLEY FANS

Between the mountain mass of apparently dominant degradation and the distant region of apparently dominant aggradation near She Ho(Sand River), there is a belt or zone where the very numerous short water courses, coming from valleys are essentially at grade. Interstream areas are consumed or weathered away, and the valley bottom coalesce to give rock plane sloping in different directions away from the mass.

On this plane the veneer of alluvium left by shifting streams and each of them has built up such a valley fan into the plain which is mostly composed of quartzite up to the size of one cubic meter with sandy material. In this material big blocks are swimming slowly moving down with the surrounding materials. But one factor in the growth of alluvial fan is the decrease in the supply of water for the transporting sediments. For once a fan is started, a porous bed is provided in to which the water readily sinks. In the eastern foot of the mountain, few small fan appear, no stream except at flooded stage, for the water sinks into the gravels at or near the apex and if it reappear at all comes out in one or many springs at the periphery of the fan.

The fan deposits, in variety of size and slopes, forms a characteristic feature of such

landscape. The valley fan which extends from Lian Chuan Temple(濂泉寺) down to Sha Ho Valley seems to be the biggest of all. The gradient of the erosive position of the stream courses is not great. So the deposits is very fine which is favorable enough for agriculture. The deposits, though subject to torrential floods in the rainy season, may be loosely compacted and consequently well drained. The fertile soil(sandy loam) has a thickness of several meters as seen in natural and artificial cuts. The material becomes coarser, close to the mountain slope where a deep narrow ravine with vertical walls is cut into the inclined Talus. And not far above this adjoining ravine, the fan deposits forms a terrace of about 10 meters relative height. (Plate b) the other notable big valley fan faces right east under Cheng-Sen Nigan(郑仙岩) where is the over-steep slope of escarpment. The quartzite boulders have been derived down in much bigger size, swimming in the soil and swell after every great rain. The soil formation is not sufficiently rapid to cover the entire slope in the view of soil slip and soil erosion. In this case, only the lower half of the Slope can be used for agriculture. On the north eastern part where an automobile road leads to the forest station. The stream forms a long extended valley fan sloping to the open plain with convex fringe that has been evidently cut by Sand River. The deposits which we can see clearly along the cut of the motor road is composed of very coarse quartzite boulders. On account of easily seepage and the unfertile coarse material, there is only the grass covering and no cultural vegetation is to be found. These valley fan has some common characteristics. It has been observed that the shifting streams have favorite locations along the inner border of the fans where later make contact with the mountain wall, The stream commonly occupy these marginal positions even when the master stream from the valley descends the central portion of the fan. Every stream from minor valley, and still small ravines cutting deeply down upon the side of the fan to the same level as the main stream does encounters the pronounced slope graded by the master stream which turns abruptly along the mountain base and follows down the slope.

There are prime reasons why alluvial fans attain the height of development in this region (a) The nature of monsoon rain, which is intermittent, and when it comes, is often violent enough to cause rapid run-off. (b) The bare slope which has little vegetation permits a rapid run-off and an abundant sediment supply to the streams to which the occasional rains give rise. (c) The rapid evaporation, as a result of which the volume of the fan-building stream is diminished, thus addition to change of slope and loss of water through seepage.

FOOT HILLS

Beside the building of fans, these streams play another important role in the land-forms. If we just imagine this mountain mass exposed to the monsoon, it will be evident that the upper courses of the streams when the summer rain occurs, will normally be the region where vertical cutting is at its maximum. Lateral cutting will be also vigorous. On the southern side of the mountain mass, there is a number of cone-shaped hills, originating from such activity; Ex Tang Mo Kong (唐帽冈) Lu Ming Kong (鹿鸣冈) Swan Yein Kong (双燕冈) Sho Pin Yu (小钵盂) Tai Ping Yu (大钵盂) Ma Dou Kong (马头冈) Pan Lung Kong (蟠龙冈) etc. Most of them are due to back erosion of the "quelltrichter" cutting on both sides. Deep weathering seems to have favoured lowering of the former watershed which was dissected finally by the capturing water courses. This is quite evident to be observed especially near Lienchuan Temple where two valleys are branching of which the NEWS valley is dry now. Formerly, the water course should have taken its main direction once through this dry valley. It has been captured by the second stream which occupies a position and has greater erosion power. The later stream now cuts down to granite which is thoroughly cleaved by joint planes toward the east. It is the case that joint planes are so spaced as to yield in vertical excavation by running water. Great slabs fall away from the cliff face where loosened along the closely set, nearly vertical joint planes. As a result of this vertical cleavage a waterfall about 6—7 metres high has been developed which is still trying to cut in another small hill, named Shoukouling (瘦狗岭), few hundred meters away

in cheeast, seem to be the remnant which has been derived also from the proper mountain mass simply due to the retreat of mountain front by weathering. The quartzite of this hill forms steep escarpment, facing NE, which has nearly the same strike (N60°W) and dip (45°) as being measured in Ma Dou Kong (马头冈), the foot hill of Pai Yun Shan. The red clay has been deposited on the SW side which shows a gentle inclination of 10—15°. Such kind of "Inselberg" are many to be seen in a long procession like a chain, extending toward east. (Plate C) Probably, they are all related to the remnants of old spur of Pai Yun Shan. The Sha Ho or Sand River has worked as a Superimposed River which separates now Shoukouling from the proper mass.

MOUNTAIN SLOPES

Above the valley fans, the slopes of the mountain are rising steeply. The quartzite forms steep escarpment all around Pai Yun Shan. As the combined action of disintegration and removal of products by gravity or water, resistant quartzite are brought into prominence on small or large scale according to the degree of difference in resistance of associated strata. These strata form steep escarpment on a large scale on the ridge of Chi Ma Sou and Niue Kuei Lan interbedded with fluidal granite. It is repeated again on the ridge of Pai Yun Shan itself at the eastern slope (Plate D) and NE slope as well on the southern slopes which strike with slight inclination in NW-SE direction. The highest point, Mosingling is composed of quartzite, which is also underlined by fluidal granite, below which immediately follows a second quartzite of 10--15 meters thickness resting on relatively fresh fluidal granite, being almost along a line of the same plane. The main quartzite of the rock temple Yun Yen Szu circulates around the culminating region in the shape of a collar. But the "strata" above and below have been recognized as fluidal granite and the quartzite are disconnected. A careful study would show you apparently uniform and flat lying quartzite of Yun Yen Szu and north of it, of about 10 meter thickness is twice interbedded with fluidal granite.

(9)As we know that the granite is easier to be attacked quicker than quartzite, but the free down flowing Water or the strong rains can also wear away the quartzite wall backward. The resistant rock debris can work at one side as a protective cover over the weaker part. However,by such steep slopes, the effect of destruction occurs very often with increasing degra-tion much more than protective effect of debris in the appearance. Such case can be observed conspicuously on the steep escarpment behind Lienchuan Temple. It is composed of quartzite which has been found intruded by fluidal granite with a small out-crop underneath. On account of resistant quartzite exposed to the draw back of erosion on the weaker parts, the wall slope becomes steep and the lower part of the water course has been gradually flattened by the deposition of rock material as a mantle but the quartzite boulders in the stream are still working as the tool of erosion. In reality there is no "Knie" or no sudden transition of steeper to flater inclination, but a curve. It evolutes itself into three parts of sections in the stream bed ; upper a part of down cutting (a) under occupation of rock ; in the middle a line where only transported (b) ; and the third deposited. (c) (Ausraeumungs verfrachtungs--Ablagerungsabschnitt)(10)

On the later above mentioned escarpment there is a hanging valley with a flat bottom (140—150m. above sea level.) This is a valley which has been cut with preference on the weak rock above in the mould until to the resistant quartzite layer.

This may also be called a "muldental" This valley is going to be conquered from steep back by a little active water course which intersects the south slope of Pai Yun Shan in a very steep sided valley. It is also attacked by another stream which leads down from Lingzinzu (能仁寺) to Chanyooling (长腰岭).

TERRACES

Another interesting morphological problem is the occurrence of terraces in the valleys of Pai Yun Shan. There is a valley running parallel with the valley of Lienchuanszu not far in the west where also several temples are situated. A stream runs down through the valley and its mouth in junction with Sha Ho. The building of the terrace starts from a

small waterfall where there is a big quarry situated aside. The lower part of the valley is filled by pebbles, composed of quartzite and granite boulders as big as a child's head, which have been excavated down close to the mountain slope at right hand side, and left a wide terrace with flat top and steep face, (elevation : 91 / 2m). These temples are just erected on that terrace. A little further down on the left hand side, the stream slope has been cut out, showing continuous exposures about 50 meters in front of the temples. The basal deposit is conglomerate which has a thickness less than three meter. The inclusions are chiefly the same as occurred in upper course. The above strata is made of bleached soil (30cm.) which might be originated from a deposit of decaying vegetation. In the case of grass growing at the river valley, shows the inability of water to run off rapidly enough to drain the valley. So the climate might be a little dry and colder at that time. Two thin layers of limonite, a kind of ironoxide in red colour, are inbedded above and below. Remarkably, another layer of pebbles in smaller size has been deposited above the bleached soil (75cm.). On the top, a deposit of brownish soil is resting upon due to creep. The evolution of the terrace may be explained as follows :

Two things are necessary in forming such extensive conglomerate : the occurrence of a high and steep mountain edge bordering a plain and a semi-arid climate. The former offers the best opportunity for forming an extensive talus. But with a wet climate, the gravel thus formed, would be gradually washed away and has no chance to accumulate. So at the first stage the rock boulders were brought down from steep slopes of the valley in the upper course during the semi-arid climate. They made up nearly nothing but conglomerate. Then it followed a colder climate, accompanying with stagnant water which caused the deposits of another layer of pebbles, made a new cover. Such climatical change is known to have occurred in the past time. The river aggrading its bed under a certain condition of rain fall might if the rain increased, commence removing the filling. The aggrading stream suffered diminution in its sediment load during a periodical

dry climate, it might begin to excavate deposits previously laid down. At the mouth of the valley a bent of the deposited pebbles shown in the artificial cut on the right hand side belong probably to an old inclined valley fan which was irregularly dissected and covered with creeping soil. Also the She Ho acting as a low temporary baselevel to the stream, causes it to reach its terminate line. At this time the stream winds, cutting laterally for a while at one side of the valley filling, it excavates the deposits giving a steep face toward the stream.

Another typical "Schotterterasse" has been observed in the big valley laying NE—SW direction, north west of above mentioned one. For any reason, the valley has been filled partly by sediments which derives mostly from granite. The size of each boulder composed in the terrace, is greater in the upper course than in the lower. The valley is excavated again, and the alluvial filling is, during the process, carved into two series of terraces. They rise one above another and occur more commonly in strips of variable length and width as well as at different levels. The river meanders, as all streams tends to do. It cuts on one side of the valley filling and turns to cut on the other side of the slope. The lower terrace of about half meter in the valley bottom, is originated from recent deposits during flooding time. In winter, the stream has not sufficient water to cover the whole bottom but only concentrates its force on a more narrow zone, But the upper terrace is the old formation of conglomerate. At the mouth of the valley the terrace has a layer of peat bog under the conglomerate. Such peat bog occurs in great extent at the Ma An Dao (马鞍头) of its vicinity. The arkose sandstone dips NW ($N60^{\circ}E$, 48° dip N) and forms "quellinie", supplying sufficient water for the development of such material under a favourable climate. Further in the interior region of this valley other two series of terraces are situated locally on the conglomerate terrace. These terraces are formed by fan deposits from steeper slopes, one shifting upon the other, but not able to cover the whole slope with a succession of evenly graded surfaces. So these terraces are not parallel in long stripes and only restrict beyond tributary valleys.

SOIL EROSION

Now we turn back to discuss the problem of soil erosion in this region. The form of rock disintegration is rapid and most effective in the subitropical monsoon region where there is an abundance of water and there is much decaying vegetation which supplies carbon dioxide and organic acid. The temperature of the percolating water is very high. Thus it happens that the mantle rock is very thick and the bed rock of fluidal granite is decayed to great depth even scores of feet below the surface. Such case is obviously seen especially in the north eastern part beside the Fenzel Road where we begin to ascend to the forest station. In the massive granite region north eastern corner of the mountain mass, the weathering process is quite a different one. As a result through alternate expansion and contraction the exterior layer of the rock express the disintegration of crustaceous shed (schiefer Schuppen) or like pot sherds (Scherben), resulted from the stress between mineral component less in the core zone than in the surface. It is possible to pry off one or more layers, already loosened but not yet quite ready to fall away naturally. This gigantic exfoliation seems to be of important influence on the degradation of mountain in this part. The mountain gives an expressive smooth and rounded shape. Sometimes the soil erosion goes on the granite joint or may be operated by plants which grow to exert a powerful force sufficient to wedge off the bed rock and to break up the soil particles. In time of rain, the soil is washed by running water and giant granite boulders are left in big piles with rounded edges. The mountain features between fluidal granite and massive granite are quite different from which can be obviously distinguished by naked eyes.

As granite consist of quartz which is only slightly soluble and which is resistant to chemical changes, and of feldspar, mica, hornblende and other minerals. The latter are insoluble, but their decay gives rise to fine-textured products, some which from the disintegration of a given thickness of granite is many times greater than other rocks of the same thickness. However there is some removal of soluble parts, so that the

disintegrated product is much less in amount than the bulk of the rock from which it was derived. Gravity and running water prevents the accumulation of disintegrated rock upon steep slopes. By creep or slide, it tends to cause the mantle material to move away from even lesser steep slopes(11) This is one of the reasons why the layer of disintegrated rock is thicker to be observed at the mountain base, where the soil erosion is most vigorous. The monsoon rain plays a great role in soil erosion as a matter of course. Long duration of hard beating rain in the summer is more destructive than the showers in other seasons. Considering the effect that the carrying capacity of water increases enormously with the velocity as it does also the scouring capacity. The results obtained on the slopes of the Pai Yun Shan region stand out as a remarkable influence of soil upon the rate of erosion.

The action of rain wash in scouring loose earth occurs commonly. In places the continuation of the process sculpts the deposit of clayey nature, giving rise to morphological forms called "bed lands". The tombs which had been well paved with stone on the mountain slopes happened to be worn down by such process. One of the common types is the column of earth pillar (erdpfetler). As the soil is removed by rain wash, boulders in the soil or portions of hard layers resist the process and protect the underlying soil from removal. Thus ultimately a narrow column is left standing, being on its crest the cap of hard rocks to which its presence is due. The columns in the bed land near Shuikou village in the north east reach as high as three meters and the common ones found elsewhere are of only a few cm.

On the gentle slopes of the massive granite region in the north east, many "amphitheater" forms of soil erosion have been found. They are originated from the work of the superficial run-offs which sculpture the thick cover of soil in all directions during the rainy season. In a course of time, such process evolves the soil ground into the shape of cirques.

The soil structure through the dry season sometimes has the common tendency to

split or creak vertically so as to develop a column structure. During the early summer, when the monsoon rain comes, washes begin in the fissures with some instance and from the sides of the gullies a splitting-off process, accompanying dessication of the material causes comparatively rapid wearage upon the exposed face. (12)That process aids one ravine to wear through to another very quickly. A numerous number of small and big ravines can be found in the region of Pai Yun Shan and some of them cut down to a depth of about 6 meters or more

The largely increased ravines and wash-off from unprotected slopes give increase of volume to the water of rising stream. It is perfectly obvious that if a greater portion of water and of suspended material is withheld from the ravines and gullies, the flood hazard which occurs at peak stage will be greatly rehived. The occurance of a big flood from Pai Yun Shan in July 31st 1932 did a catastrophie damage to the Cantonese, living in the north part(小北一帶)by,which more than 100 person were killed and houses and properties were destroyed.

The problem of reforetation in the region of Pai Yun Shah becomes very urgent from the precaution of big flood in the rainy season. It is only a few years ago that, organized by the professors in the college of agriculture of Sun Yat-Sen University, systematic reforestation has been commenced,but it can bring the result at least after tens of years.

(5)Feng Kin Lan ; Some problems in the geology of Kwangtung and Kwangsi. Bulletin of the Geological Society of China, Vol. IX. 1930 P. 129.

(6)F. V. Richthofen ; China. Band. III.Berlin. 1912.

(7)W.Credner ; Zur Prohlematik einiger Durchbruchstaeler in Kwangtung(Suedchina)Munchen1933. Geolog. Rundschau. Bd. xxllla P,164.

(8)W. Credner : Das Kraefteverhaeltnis morphogenetischer Faktoren and ihr Ausdruck im

Formenbild Suedost--Asiens. Canton 1931. P 2—3. (See also.Bul. of the Geol.Soci.of China)

(9)A. Heim : see(4)P. 22 The identification of fluidal granite between quartzite and less granite than the geological map(see geology of Canton)shows,

(10)S. Passarge ; Landschaftskunde Band III Hamburg 1920 P. 250

(11)Ralph Maemillan Tarr : College Physiography New York 1927 P. 44.

(12)Hugh Hammond Bennett : The geographical relation of soil erosion to land productivity. Geogr.Review XVII. Oct. 1928 P. 587.

扬子江下游地景及其区分*

(节 要)

绪言

(一)气候

(二)植物

(三)地形

地景区分(略)

(一)浙西山地区

1. 天目山地域

2. 东苕溪流域

3. 分水江流域

4. 鼇泣流域

5. 钱塘江流域

(二)京镇丘陵区

1. 近京地域

2. 近镇地域

(三)三角洲平原区(原刊未载)

1. 滨海钱塘湾地域

2. 河渠地域

3. 湖沼地域

4. 钱塘江下游地域

5. 扬子江下游地域

绪 言

“地景”(Landscape)一字乃“自然”顺应人类活动之现象，在一特殊地域，由自然与

人文各形态结合而成具有有机实质之事物。此种解释“地景”为地面的实物(areal reality)，因基属地球表面之地理研究单位，由特定地域内，可以看出人类与自然实质的密切关系，和人类利用形态以及人类文化之事实。关于此种地景学研究文献，近时风起云涌，如以 Passarge 为中心之地景学，纯属自然地景之研究；继承 Marthe(1877)之 sloh(1924) Penck(1928) 等则重空间域为对象之地域论研究；Gradmann (1924)、Krebs (1924)、Hettner(1927)、Schluter(1928)、Creutzburg(1930)则重文化地景之研究，称盛一时。而对于地景区分理论殊多，今作者观摩诸家研究方法，以长江下游南部区域为一特定地理单位,作地景研究对象，其范围系包含江苏西南及浙江西北之山地，以及扬子江南，钱塘江北之三角洲平原。民国廿二年(1933)夏，作者随王益厓教授赴江浙一带考察，当时对该处地景极感兴味。同年秋，复只身至浙西东西天目旅行。翌年春，复乘假期，赴海盐海宁一带考察，注意此问题之研究。唯因区域过于辽阔，又限于个人经济能力，仅能作“走马看花”之观察，而舛误当亦难免也。

江南区域为全国最富饶之处。文化梯阶在我国已达最高之境域。对于土地利用，无微不至，故纯粹之自然风景形态极少，仅有峻急谷壁，残留沼泽，或海岸独崖、沙滨等。一般自然地景均为文化地景所蒙蔽，其改变程度纯受数千年来文化性质之支配。盖所谓文化景，乃由气候、植物、地形等一定性质之自然景或原地景更加文化群，在某时期后，始现出种种文化景。是故文化群为动力(active force)而自然地域则为文化群活动之媒介物，而文化地景为其活动结果¹⁾。是以吾人研究地景及其区分时，当然不能忽视原地景诸要素。兹特先述本区之气候、植物、地形，然后按各地理区，由文化景所成形态之特征、构造、及其起源_长成与作用等，将地景形态加以区分。

(一)气候

一 气候对于地景形态影响至巨，尤其对于植物景甚为显著。自然植物之平面与垂直分布，均受气候条件之支配。其他地形上破坏与建设作用，亦莫不与气候有关。至于文化地景方面，如家屋构造和方向，耕作物之分布及形态等，其与气候关系亦为直接观察易得之事实。今作者所论区域，自北纬 30° 至 32° 7'，东经 122° 0' 至 119° 0'，仅居南北二纬度，东西三经度间之面积。区内气候上差异，当然不大，但就其微细差异，亦可察知其对于地景之影响。兹先述本区内气候之要素，如风、雨、温度等，俾易于阐明其与地景之影响。长江下游之气

候，可谓受三种风之支配：一为东南亚之信风；一为自内部东移连续温带风暴；一为由太平洋席卷而来之热带台风是也。信风，系按季风来去之大气移动，为中国气候基本要素；扬子江下游为广漠之冲积平原，季风特别发达。每年3、4月至8、9月间，恒有自海吹向陆地之夏信风，自9月至翌年3、4月，则有自陆吹向海洋之冬信风。前者润湿温暖，后者干燥寒冷。因地球自转之影响，风由高压吹至低压，北半球风向常略偏于右方，是以扬子江下游冬信风都呈东北风。风力在11月以后，渐趋强烈。斯时天晴少云，气候干燥。夏信风都呈东南风，每年开始在立夏节以后，6月而鼎盛。大概扬子江口以4月至8月为夏信风时期，因其自海洋吹来所挟潮湿独多；故常发生阴雨。至于温带风暴，概自西向东，或自西南向东北。大抵在4、5、6各月发生于长江流域。其时内陆高压衰退，而东南季风跟踪而至，两种温度速度悬殊之空气，相遇于一处，而成不连续面。此温冷二种气流之邻近，造成气压坡度，而围绕温暖低气压部之东西北三面冷空气，即受此坡度影响。一般趋势，冷空气向低气压中心部内侵，于是旋风边际之冷空气改变原无自东至西方向，结果造成一种向东移之旋流。其因热气流受冷空气袭击而上升，遂致造成云雨。此即俗所称梅雨是也。断梅以后，雨量与湿度骤形低落，平均温度激增。据竺可桢先生之研究，7月东风甚劲，则长江流域主荒旱；东南风衰颓，则雨量丰富²⁾。此不连续面地位移动，其影响于耕作景实匪浅鲜也。热带台风源于赤道左近，大抵在夏秋之交。时适有温度不相上下之北半球东北信风，南半球东南信风相遇于此。二者风速风向不同，乃卷成旋流。旋转结果，发生一种离心力，使中心部分气压更降低，而四周群趋之。中心气流上升，中心气压和四周气压相差愈大，旋风进行亦愈快，旋转亦更速。其进行方向，常趋西北琉球、台湾而侵入我国海岸。沿途吸引海面蒸发水气，上升而成大雨。台风侵入江浙一带者尚少，但为最有破坏性之旋风，常覆舟毁屋，对于沿海聚落及稻棉作物，均有严重灾害。例如民国四年(1915)七月十八日上午九时，台风中心在乍浦附近。风势猛烈，每小时达112公里，为历来所未有。黄浦江中覆舟累累，拔毁电杆树木，租界水深数尺，仅就上海一埠而言，其损失已不可计矣。本区年雨量超过一千毫米，大部降于夏季，几占百分之七十，此乃受夏信风支配之结果。就中尤以梅雨时雨量最多。此湿热之西南风，或东南风与冷干之东北风或西北风相遇，较轻暖气流势必为较重之冷气流所逼而上升，其中水气凝结而成雨泽。其时长江下游，因日射强关系，形成一低气压。同时北

太平洋因北极冰溶，冷气发达，而生高气压。此风暴东行出东海至日本海岸，被阻于北太平洋之高气压，于是霪雨连绵，使人不爽；河川沼泽积水颇多，农民则溉田预传种植，浙西农谚云：“不做黄梅枉种田”，是可见梅雨对于耕作景之重要。然久雨则狭小谷地常受潦害，且有山崩之事发生，唯区域不广，且为时甚暂耳。出梅以后，雨量顿减。继此炎夏降临，山地水田，乃赖诸雷雨救济。雷雨系由于日光辐射作用，使下层空气温度增高，上升而成对流，下部潮湿空气得腾空致雨。大抵本区在3、4、5月，雷雨渐盛，至7、8两月最多，愈向内向，其雷雨次数亦愈增。唯其分布不甚均匀。位于浙西山麓线上之杭州、临安、孝丰等地，常行地形性雨。因东风挟有海洋吹来之水气，进入内地，一遇高峻之山岭阻梗，即腾升凝结而致雨，降于山麓。此地形雨增加内地雨量不少。如杭州年均雨量1840毫米，而滨海之上海只1170毫米。惟在内围之山谷内，比较干燥，盖妨碍水气之侵入也。8、9、2月雨量亦特多。大抵于夏季风衰退，冬季风前进，其势相当，又于长江下游形成一不连续面，惟时大陆湿度较海洋为高，东部海面无高气压阻梗，故秋雨不若梅雨为列。此秋雨在浙西山地，对于晚造稻或有潦害，然亦仅限于近川流之处。在8、9、10月间，若遇台风登陆，挟滂沱大雨而俱至，沿海一带，无论稻棉在半熟或成熟时，均可酿巨灾。冬季为雨量最少之时，但仍有水气升腾。内地山谷，夜间降霜甚厚。有时降雪亦多。田畦间蔬菜，受霜雪之害甚烈。

本区域内气温之变异，当然大部受季风之影响。冬季干冷而北风盛行，夏季湿热东南风强烈，春秋二季则为冬季风与夏季风之交替时间，气温适中。以海内度言之，愈近内地，年温度愈高，而较差亦愈大。盖因海陆比热不同之故也。上海年温度为15℃，而南京为15.2℃，杭州为16.1℃，至于年较差，滨海之上海当较离海三百公里之南京为小。冬季内地极寒冷，有强烈降霜现象。各人须有手炉皮衣以御冷。在南京正月为3.1℃，杭州为4.7℃，上海则为3.2℃。后二者，竟相差有1⁰之多，早春在临海之区发端较迟，盖尚受海性凉风之侵袭。故内地早春晚秋，总较海滨稍暖。如嘉定下种期在5月中旬至下旬，镇江在4月下旬至5月下旬，而南京则在4月上旬至中旬。此气节之迟早，与海内度有关系者也。早春初至，内地有时寒暖靡定，或有降霜现象。浙西山区，水稻下种期在清明后，但农民须视麻栗花谢与否为定。如麻栗花未谢，则下种有待，以防稻芽之冻死。滨海诸地，寒暖较有定则。海岸夏季开始，大致与海岸线平行。愈近海岸，夏来愈迟。愈远海岸，夏来愈早。例如上海，南通

地方，初夏为6月上旬，南京、杭州等地夏起于5月下旬，要提早10天。内地最热在7月，约超越28℃。在上海则为27℃，与天津、青岛相当。此因海岸地方不若内地之易热也。此外气温对于高度之关系亦甚大。地面每上升一百公尺，温度降低1℃，物候约差4日，愈高则开花愈迟。如于潜、临安之山地，其水稻下种期高较稍低之新登丘陵地为迟。复自天目山之植物垂直分布观察，尤足证明气温对于高度关系之强烈也。

(二)植物

本区域之植物，大都属于东亚亚热带与温带种类，盖气候较温和及雨量丰富之故也。绝对最低温度，在低洼三角洲，为6℃。年雨量1500毫米左右。冬季有时仍润湿多云。降雪尚少，惟降霜独多，西部山区尤甚。在霜雪披覆下，尚有阔叶坚质之常绿树，不受损害而得存在。亚热带种类，如棕榈、竹类、山茶、大藤本植物、附生植物颇多发现。又如杭州一带所产楠木、大叶槌栗，亦皆亚热带之植物也。自各方面观察，此区域，以前当属极广大之亚热带夏雨林。据梅尔(R. Mell)氏研究中国聚落稀疏之岛状森林中，所产东亚森林动物种类分布路径，推论古代有一大森林区之存在。自扬子江流域及其边缘山陵向海洋扩展，而与海岸森林带连成一片。胡先骕先生在浙江获得110种主要西部木本植物，此可为同一区系之证明。由此可知扬子流域之森林区，与滨海之森林区(南太平洋海岸)在地史时代，包括华中、华南，必造成一广漠之大块森林。诸森林动物，由扬子流域向东推移。其后一加原有山脉呈破裂状态，而互相分离。惟经过何种地史作用，此森林组合物始生变换之问题，实难置答。吾人已知自侏罗纪，内部一带已完全成稳定大陆。经此悠长时间，吾人尚在今日，可迹得植物彼时区统。在此悠久期内，如无地质性之障碍，植物区系之进化，当不稍减。于冰期时，西部山地亦未受摧毁，彼时深谷，尚不若今日之庞大，其山脉南北绵亘，植物生长，尤得避免共毁灭。此小变迁，恰激动新型之形成。吾人考查历史文献，商周时代，象类群集于扬子江流域。由此种森林动物之生存，可推论当时森林地景，必不如今日。溯自黄帝以后，文化较高之汉族，渐次由淮河流域，南徙至扬子江下游，尽驱匿居林间之蛮族。广大森林，焚毁斫伐，不遗余力。对于土地水系之利用，非常进步。自然风景形态，逐渐变成集约耕作及人工林。随使一般经济空间之进化，如居住细胞与交通脉线之发达，森林地景消灭，形成辽阔空地，及代表文化要素甚重要之都市形态。至于山地林，前人不知保护，亦一并加以砍伐。现今满山

童秃，即有浓密处，亦仅零星小丛，绕围寺观，由僧道之保护而存在。残余谷林，偶在润湿山沟或河岸见之，间有热带植物，亦以极少地方为限。冬干之季，该处无如华南焚山恶习。丰富树苗，悉由阔叶树根株发出。山上灌木，因此而浓密，低湿处尤其青葱繁茂。人民虽滥加砍伐，其仍能成林者，由于本区植物再生之力甚强也。树种大半属于壳斗及胡桃等科，及与此相类似之树种。惟幼年即被樵夫斫作柴烧，鲜有深林存在。山上习见者，为马尾松，生于山岗之干处，因其产子丰富，且能御寒，其繁殖之地甚广，生长力亦强大，南京山地及杭州西部诸山，触目皆是。因松树疏生，郁闭较迟，逐使蔓草繁生。桂属类亦为此区植物中之主要者，但今日此种地景构造，已不多觐。此外温和阶级内，为夏绿叶树与针叶树混交，常见马尾松、杉树等与枫类形成混交林。金叶松属于温和阶级之最下部分，于桂属原土生长丰富，可称典型植物。复有其他小树与灌木常在林下生长，主要者为毛桃树、青叶子、冬青、山茂怪等 6 此种林景在浙西山地得见之。西天目山禅源寺附近，由谷底达半山，均密布高大之林木。是为本文所记区内，硕果仅存之原生林，针叶树甚为发达，下部亦有上述小树及灌木，复有足代表亚热带之种类。山坡中部阔叶树占优越地位，及至山顶，其林相顿改为_种杂草丛生之地。亦有其他矮树及多年生植物存在，此种垂直区别，系其高度增加，由于冬季厚雪及冷风之影响所致也。

(三)地形

地表形态无论何处，均直接受地质构造之支配，兹仅简单说明地表形态之演进循序，至于详细自然地景容于分论中，再行缕叙。

本区内中生代后期褶曲运动，自地形观点视之，无关宏旨。盖此种褶曲作用进行甚缓，而强烈之剥蚀力，足以免除此种山形。可决定在曲褶以后，曾经长期剥蚀。现今浙西沙岩峰顶所存之平坦面，及南京附近等高山峰，仍反应昔时地景性质。当白垩纪造山运动开始时，火山岩流，掩覆古生层。当时水系开始侵蚀工作，上层火山岩有一部剥削尽净，古生代地层复显露于外部。乃仅天目一带，及钱江南杏梅尖诸峰，成为火山岩坚块，巍然高耸，且于山之高处，保存若干清晰山麓面。足证在岩浆覆盖以后，西部山地，曾开始隆起运动，河川固早存在准平面之上，进行曲流(如钱塘江旁壶源溪、芦茨溪等)。隆起山地之间，产生数个剥蚀轮迥。此种遗物保留于上述山块之内。其他附近地域，因侵蚀复活之下刻作用甚强，河川

每贯穿各地层与花岗岩体，形成先行性峡谷。北部在南京附近，当新生代时，复有玄武岩喷出覆盖于低起伏面之上。当时水系必被岩浆与断层所搅乱，但复活侵蚀，复割成现今所有之宽谷，继加以黄土沉积，河川或蚀及下部接触。白垩纪造山运动，此山块已发生无数断层。主要河川，均沿断层下割，东流入海。东部平原，当为诸河侵蚀所成，其间尚有无数孤丘，半溺于冲积之下部，其岩层走向，大致与西部主干之东北-西南走向相同，吾人可推知西部山地与舟山群岛间，为同一破碎肋状之山系沉溺海中，渐为三角洲沉积物所淹没者也。且今日边缘山岭之麓部，有冲积物填充洼地，形成海湾状之轮廓，足资证明。海岸曾经下降，三角洲前缘向海中推进甚速，丁文江先生曾按历史记载，由沿海各县之成立，及海塘建筑时期，推算海岸线伸张率，每六十九年增加一里。在最近时间，扬子江堆积，或超过其沉降速度，能此下降运动，是否垂直下降，抑或沿一固定支点而低倾？鉴于内地隆起河流回春作用，或如华北之为一种挠曲运动，亦未可知也。

吾人复由外营力之研究，可信季风气候，足使河谷平原面积扩大。当雨季时，全地景为水所浸润，岩石之分解，及岩屑之搬运，山岩与平原均强烈进行，水流由山坡泻下，集中河川，由水蚀使局部基准面降低；但干季，则情形迥异。地下水线低下，河面亦复低下，水量减少，河底进行堆积，仍继续化学风化工作。覆于沉积物下之岩层亦呈风化形态。待雨季复至时，水流下倾，风化物质被搬运无遗。局部基准面因此徐徐减低，而与平原相接。河流于平原中进行曲流，且侧蚀山坡。平原面积因此扩大，并保存高出平原之山岭与峻坡。三角洲上所列孤丘，与尖海中岛山，均非由于海力造成，亦同为上述陆面作用所产生者也。海水对诸孤山之坡面，仅作次等之影响耳。此种外营力作用，当然因地质构造不同而异致。吾人于浙西山地，常见河流贯穿震旦走向之岩层中。逢软弱砂岩页岩，即形成宽谷，且进行曲流；遇石英岩或流纹岩，则河谷顿趋狭隘，而作垂直之切割。复有古生层山岭所围之流纹岩块，由于风化甚烈之结果，且经蚀成零星小山。要之，皆为外营力反应地质构造之结果也。

参 考 文 献

【1】sauer Morphology of the Landscape p: 190

【2】竺可桢东南季节风与中国之雨量地理学报创刊号 18 页

• 本文原载《浙江青年》第 2 卷第 5、6、7、9 期 1936

从自然地理现象证明西北历史时代气候之变化*

西北自第四纪冰期以来，气候渐趋干旱，已为一般学者所承认：1) 但另有多数人，主张最近二千年来，气候更有变干之趋势。(2) 在戈壁或塔里木，旅行家常获得自然现象或人类活动遗迹之证据，持以说明古代气候较现今为润湿。旧时交通道路，有因水源不济而废弃，另代以新线。如纪元前后，罗布泊南，自婁羌、且末，西至和田，城市林立，文物鼎盛，为诸探险学者所证明者；而今则为荒漠砾碛所据。更有商队往来沙漠所赖之泉井，日见枯竭；而西北旧时民间多水之传说，亦颇流行。复有若干古聚落，本建于河岸便于得水之处，而今则废弃于距水源甚远之沙漠也。笔者曾于敦煌西南七十公里之南湖(或谓即古阳关)，目击有二河道，北流淹入戈壁，而干涸河床，远导于更北二十公里之卷槽，其地尚有数椽房屋及庙宇，颓废于大漠之上。现时定居之民，仅见于红山口外之水尾及阴阳川末端之阴山脚(距南湖约五六公里)，成为居住边际地。敦煌附近，考古家找得极多汉唐以来，为沙漠所淹没之废墟与耕地，足证昔时沃洲之面积，实倍蓰于今日。凡此种种，均使人发生深刻印象，觉自历史时代迄今，气候益变干旱。然就科学之观点言，诸凡自沙漠或沃洲中所获之例证，实难绳一“变干”之说，能满意解释者。盖道路与聚落之废弃，尚有其他因素足以影响之：有因河川改道；有因风砂阻塞水流；有因河身垫高，待泛滥时，洪水冲毁河堤，另辟新路，而使旧道完全干涸。此外人类工作，亦可招致河流变干：例如上流截作灌溉之用，其下流自趋枯竭；更或因受砂丘之侵害，倘居民数量与能力低下，当难解除此种自然之威胁。复据斯坦因(A. Stein)考古队之报告，若干新疆荒城废墟，尽非气候之影响所致，亦有因遇特殊事变：如天灾；或腐败之政府，应负其咎；他如政治变化之原因，或居民缺乏进取之精神；使原有之灌溉工程败坏，而聚落随废。(3) 由上可知历史时代，西北气候干化之问题，聚讼纷纭，未成定论。其实气候真正变干之证据，不在沙漠与沃洲，而在供给沙漠与沃洲河流以水量之高山，如祁连、昆仑、天山、阿尔泰等是也。盖此种地域，大部尚保持原始景象，鲜受人类或强烈干燥地形因素之影响，故有力之证据，当自此种高地中寻找之。

民国三十二年夏，笔者旅行于祁连山及青海一带，曾发现数种自然现象，似与最近之气候变化有关，兹试列举于下：(一) 树木之萎枯：青海湖附近，因长冬之干燥与烈风，使植物

之生长期短促，夏季虽多雷雨，但分布局部；加以蒸发又盛，因此低处(大约在三千三百五十公尺)，拒绝树木之发育，而为一种湿生草地。乃仅山沟旁，长年保持润湿之处，有沿河灌木群落之存在；但在四千五百公尺雪线以上之山岭，则于四千公尺至四千二百公尺之间，容许生长森林，盖得受上部雪水之灌注，而赖以生存也。大抵山块愈高大，则树木界限所达之高度亦愈大。阴坡受日射之机会少，比较润湿，树木生长线，可往下稍移，而森林亦常较南坡为密茂，多柏树与云杉或云杉纯林；而阳坡仅有柏树。笔者自青海湖北，穿越祁连山脉时，曾于托赖山龙姆义垭口附近向南之坡面见有极多柏树，孤立生长于悬崖陡坡之上，直径约十五公分至廿公分，躯干高至三四公尺，均已萎枯而死，但尚具有苍劲之姿态。笔者初以为此种树木，或曾为附近淘金工人砍伐致死者；然细察树身，并未受斤斧之害。继又于祁连山本干4)扁渡口之裂石头湾及马牙山附近一带之阳坡，亦有枯死之孤柏存在。两处山峰高度，约在四千五百公尺左右，其均临近积雪线。此种高度，适在气候发生变化，而使树木处于生死之界限上也。考此种坡上树木，当时所以能生长之原因：其地土壤，至少于根部深处，含有充足水分；且年中必有相当降水量，存储土内；同时空气中亦有充分湿气，而使由植物之失水率趋于低缓；更由温度对于树木最低限度之和暖情形，亦为其必要条件。虽然，吾人由现时之疏林景象，推测此区古代雨量，亦未特殊丰盛；抑或当时积雪线略低，受雪之面积略广，而使下部柏树获得较充分之雪水而已。其后柏树萎枯致死之原因，亦当自气候因素与植物生态之关系中探求之。吾人知长期干燥，常为树木之致命伤，其林下草木植物，仍得以繁殖。植物达到凋萎点，系由其表部失水之比率，及足以抵偿此种损失之比率而决定之。树木之萎枯，非因根部失去吸水之作用，实因根部吸收率，远不及叶面发散率所使然耳。5)是故空气之蒸发，具有大部左右能力。但就一般言，蒸发率之增高，常为降水量低减之标帜。或谓烈风与高温，对于树木之残害，其效力一如降水量之低减；以其皆能增加土壤及叶面蒸散之比率。然此区所吹干寒之烈风，仅为冬季所盛行之西北风，此生长于南坡之柏树，似不应受其影响；而温度亦无特殊增高之象迹。故萎枯主因，殆为降水量之匮乏。兹吾人姑不论其致死之由，古时气候环境，能容许生长此种大树，而现时坡面不见新生树木，已足证明往昔气候，曾较诸今日为良好也。

(二)烂滩之后退：吾侪尝于青海湖南岸西部，都秀部落所属之马鬣滩，格登纳内，言岗

-纳尔根(藏语低山浅滩意)等处,于平坦草地上,见有无数干涸之小坑,直径有宽至半公尺或一公尺者,深约二三十公分不等。初以为牲畜践踏所致,但察其边缘,成直角之分裂,显属一种自然现象。旋向南之山区进行,见于坑内,立有枯死之灌木,其中代生以蓬茸之芨芨草,复溯河谷上南青海山脉,则于平坦荫湿之坡面,有大片草地湿原,泥炭簇簇坟起,其上满生细草,并杂以美丽之花朵。诸小坟之间,夹有积水小坑,及登青海与茶卡盐池间之札哈蚩岭(4300米),于一纵目夷旷之平坦面上,此种水坑,尤见发育。始悟湖滨干坑,即湿原枯涸后之遗迹。后至海北,见湿原分布面积,更属广袤。湿原上密生草类,中夹有 *Pedicularis* 花色鲜艳动人。此种景象,不独现于临湖之浪蚀台地,及分割台地诸大河之谷底;更北伸展于祁连山纵谷之间。祁连本于与托赖山之间,有野马川(又名尼尔济纳),其北岸侏罗纪岩组成之丘陵,高出谷底约二百五十公尺,背后高山耸迭。丘陵北坡阴湿,多山柳及大力麻刺之灌木群;南坡蒸发强盛,仅长细草及杂生馒头花(一种属木犀科之植物)。下部缓坦之处,亦有如海南所见干涸湿原之遗迹。吾人欲明湿原变干之原因,首先,应知湿原性质及其生长条件:草地湿原上植物之下部,常为露于地表之潜水所浸淹,土内所含矿物质之养分,被植物之泥炭层所吸收,而使其底层极为瘦瘠。代谢之植物,在潜水内仅起炭化作用,其体积因炭化而缩小。因此,泥炭中间,裂成空隙,植物皆竞生于较高之泥炭顶部,于是泥炭逐渐累积,而成坟起小堆,科学名词称为“高湿原”(Hochmore);藏人称曰“纳儿窖”;汉人名之曰“烂滩”。关于烂滩生成之条件:必须在高寒区域;地形缓坦;排水滞钝;蒸发较低,而地面常呈泛滥状态者。故降水量对于烂滩湿润程度之保持,具有间接重要之影响也。(4)青海湖北部与南部之降水量,略有不同,植物之生长亦稍异致。青海附近为西风或西南风盛行地带,由此海东喜马拉雅端姆(砂山之意)之飞砂;及哈拉诺尔堰塞湖之形成,可资证明。此种西风或西南风,吹拂湖面水气,向东或东北进行,自西北趋向东南之海北亭山,适当其冲,故雨泽稍多。(7)因此祁连山脉之东南段,烂滩发育,亦较广袤。惟野马川谷地,因距青海湖已远;且间隔大通及托赖二重山脉其影响难及,而北来挟有水气之寒潮,亦被阻于祁连本干,故该地气候情形,比较干燥。由平原上满生代表干性之芨芨草,可证明之。若与其南托赖、大通两山间之摩日河谷(大通河上游),湿性草地之景象相比较,明显有不同之区别也。

青海湖南之南青海山脉,亦同具上述高山之走向;但其东南段,为背西风之荫蔽面,故

较干燥；而山阳珠荣河谷地，更因受山岭阻隔，湖之调节功能，不克及之，竟呈一片干性草原之景象，其复过渡于东南之他拉沙漠地。南青海山脉西北段之北坡，所受雨泽，略较东南段为多。湖滨所遗烂滩陈迹，适位于高坡湿草地与低处干草原之渐移线上。就野马川干枯烂滩发生之地点而言，亦复位于湿润高地与干燥低原间之过渡地带；盖此种位置，常为烂滩萎缩最敏感之处，亦系其遗迹保存良好之地也。

此种干涸现象，表示在不久之先，该地气候，曾较现时湿润，雨雪略较丰沛，蒸发量亦稍低。彼时烂滩，或自山地延展以迄低原。现今降水量果减，蒸发量加强，气候趋干，烂滩之生长线逐渐向高处引退。据斯坦因(A. Stein)氏所主张，塔里木盆地水源之减少，归诸高山冰川之萎缩。自最后冰期至今，此种冰川，于较和暖气候情形之下，缓慢向上引退。(8)最近吕炯先生亦认为西北气候变干，亦完全由于高山冰川逐年缩短所致。(9)此种说素，从一般之趋向而言，自无异议，但其降水量应不无若干起伏，就吾人所见干涸烂滩之地点，其背后山岭高度，均在四千公尺以下，较一般积雪线为低(按此带积雪线大致在四千五百公尺左右)，而距冰河线，更为遥远(按此带冰河线当在五千公尺以上)。冰川萎缩率，在此三四千年短期历史时代，当不能若是迅速；故昔烂滩向下伸展之时期，其所受涵养之水量，系得诸较多之雨雪，殆无疑义耳。(三)离堆山之形成：另有一种自然现象，与前者可相辅说明古来气候之变化。发源于南青海山脉北坡诸小河，注入青海，流路皆甚短小。河源之山峰；大部在积雪线之下，学水之供应不丰，故类皆微弱无力，多间歇河，惟西部大横渠等，蜿蜒于格登纳尔湖成平原之上，曾切穿河环(Meander)，造成极伙小型之离堆山，高出谷底约二三百公尺；并有多数被放弃而已干涸之牛轭湖，其间遗有枯干之雉子筵灌木。以现时微弱之水力论，似难有如许切蚀之成绩，当系最近之过去，气候情形曾或有利于此种地形之生成也。

以上数种现象，是以证明有史时代西北气候，当可有若干变化。以前持反对论者，(10)认为干燥地形之因素以及人类本身，即可变更沙漠或沃洲之文化景，不必委诸气候之原因。此种解释，或仅适用于局部地域，实则主要尚受气候变化之普遍影响。高山水源之供给，因气候变化而生增减，其对于沙漠或沃洲灌溉系统与文化，可以引起极大变动之效果。当然此种变动，在稍远之沙漠地较山麓之草原更为敏感。故西北在古代，不必有显著巨大之气候演变，即可发生干化之现象也。

附注:

【1】Seven Heden. Aurel stein, Schomberg, Merzback 等均主中亚自最后冰期至今, 气候益变干旱, 最近李承三先生之西北第四纪冰川地形一文亦申是说。

【2】见: a)E. Huntington: The Pulse of Asia. Pp. 208, 209. N. Y. 1907

b) Arthur. C. swoery: Approaching Desert Gonditions in North China China Journ. of Science and Arts. Vol. 11. Pp 199, 203. 1924

C) D. Buxton: China, The land and The People. PP. 71 Oxford. 1929

【3】D • Buxton: China. The land and The People Pp: 294, 295 (By N. G. Kendrew)同上

【4】广义之祁连山系横亘走廊与青海间诸平行山岭之总称, 即西人之 Nanschan Gebirge, 所谓祁连本干, 系狭义之祁连山, 仅指屏峙走廊南之高山, 即西人之纪: Chthofen Gebirge.

【5】E. J. Salisbery: The Geographical Diotribution of Plants in relation to Climatic Factors. Geographical Janural. Vol LXVIINo. 4 Pp 324. 1925

【6】A. Supan: Grundzuege Der Physikalishe Erdkunde. Bd. III ss.

【7】周廷儒: 环青海湖区之山牧季移, 本刊

【8】Sir Aurel. Stein: Innermost Asia: Its Geography as Afactor in Hiotory. Geogr. Journ Vol. IXV.

【9】吕炯: 关于西域及西蜀之古气候与古地理气象学报十六卷第三、四合期 1942

【10】见: a) F. Herbette: le Problem du dessechement de lasie interieure annales de Geogra -phie. Tome Pp130 1914

b) Liut Col. R. C. f. Schomberg: The aridity of the Turfan area Geogr. Journ. Vol LXXII No. 4. Pp. 357-359 1928

*本文原载《地理》2(3-4)页 11-16 1942 中国地理研究所

环青海湖区之山牧季移*_

山牧季移者乃系牲群每年迁徙于牧区高下二地之间，划分场所，俾确定各种不同利用形式之谓也。1) 发生山牧季移之主要基本条件，由于一地气候与植物有显著之差异，而此种差异，每从高峻之山岭所引起，人类与其牲群，为欲适应生活法则，于此种气候及植物发生差异之区域内，必须按季节沿山谷而起上下之移动。勃拉胥氏(J. Blache)有云：“山牧季移之来源，涉及于人类天才发现之成分者较少，实大部出诸有力自然界之规律，人类及其所驯养之兽群，皆须受此种规律之约制者也 2)。

中国西北部新褶曲之高山地带，时可发见山牧季移之现象，但在东南部土地已经集约利用，未能发展大规模牧场经济(Weidewirtschaft)之区，则绝鲜见之。笔者于卅一年夏旅行西北，试研究环青海之典型山牧季移，俾异。日与中国他处旧有牧场经济形式之演进情形，作一比较。以下叙述青海牧地之自然环境，游牧民族之来源，最后涉及环海山牧季移之情况及路线。

青海为吾国最大之湖泽，居青海省之东部，周围约 340 公里，面积达 43 000 平方公里 3) 湖西海拔 3228 公尺 4)，巨浸浩淼，碧波荡漾。蒙人称之为库库诺尔，即青海之意也。湖盆四周山岭环峙，作西西北至东东南之走向，东界日月山(4000 米)，系由疏松红色岩系所组成，其东北与花岗岩接触处有一向西推进之大逆掩断层，此山虽不具峻拔之形势，但属一重要地理界线。就自然言，为黄河流域与青海内陆流域之分水岭，并为黄土区域之西界；就人文言则农业民族与游牧民族，系以此山为分野者也。湖盆之南缘，为南青海山脉，平均高度约三千八百公尺，主属变质岩及花岗岩，全体向东北推移，逆掩于侏罗纪地层之上，而使后者较松软之砂岩与页岩成为偃伏之丘陵，故二断层间，实为一地堑构造。东南花岗岩等组成之龙部十二尖(Lungposiljan)，耸立于后，高峰现清晰之冰斗，山呈竖峰(Hartlinge)之姿态，显为第四纪冰期时所冰蚀所遗之地形也。海西札哈蚩岭，则为青海湿生草地(Wiese)，与西部柴达木干燥草原(Steppe)之界限，该岭由侏罗纪岩层所组成。海拔为 4100 公尺。岭之东沟，称脊拉渠(Tsi-la Chu，按藏人称水曰 Chu 兹译作渠，后均仿此)者，亦有二显著之

逆掩断层，向东伸入湖盆，使三迭纪地层陷落而成地堑。海北以大通山脉为限，主属三迭紫色砂岩，及石灰岩，与古生代之绿色片岩，石英岩，石灰岩等，并有活动期之花岗岩侵入体。山脉平均高度，在四千公尺左右，山南有广袤之分割台地(Dissected Plateform)，高出湖面二百数十公尺，大致向南缓倾，地层大体一如上述，其间颇多褶曲与断层，但不论其岩石性质如何，构造如何，其顶部一律削平。吾人登汪什德黑(Wansiltehu)部落所属之吉尔梅，拉果尔(Germei Lagol 按 Lagol 藏语坪意) 吉尔梅、乔岐(Germei Jochi 按 Jochi 为桌意)，及教孟卡且 Jomon kacha)之顶，皆极目坦夷，仿佛置身于平原之上。此种高坪，当属旧时大青海湖之浪蚀台地(Plateform of abrasion)，由于北部祁连山地不断隆起，或海南地堑之继续下陷，使侵蚀面逐渐升高。吾人鉴于台地之向南缓斜，及诸大河平直深刻，坡急水湍之形势，可推论此种运动，刻有仍在进行中之可能，诸河每岁倾注大量岩屑，填塞湖中，而湖水之蒸发量又大，倘非海南断层继续下陷，必难维持该湖之生命于久远也。

偌大辽广深沉之水体，对于湖盆周缘之气候，实有巨大之影响。夏季日射猛烈，湖面蒸气升腾若雾，至高空聚凝而成积云，偶遇冷气层，或融及四周高山，渐迭置成浓密之雨云，霎时雷电交作，大雨如注，稍过片刻，又复雨散天青，吾人于六月间，缘湖旅行，山地几无日不雨，而大部均得诸局部之交流性或地形性之作用者也。环湖地势，均在三千公尺以上，且其地位，远处内陆，殆少东南季风之影响，而西风实据优势，由湖东掌喜马拉雅姆(Shimaladam，砂山之意)一带之飞砂，及哈拉诺尔堰塞湖(Lagoon)之形成，可资证明也。

夏日天空明净，阳光极强，颇感热意。倘遇阴云掠过，即使温度显著低下。吾人于湖滨所作气温记录，晨间六时，可达 2°C，下午二时，约 15 °C 左右，夕间九时，则在 10°C 上下，可见该区日较差相当大，有时夜间降雨，晨起辄见高山积雪，而丘陵与平地，则往往无之。冬季干寒，常在零度以下，西北风强烈。湖滨低地，亦少积雪。高处，则白雪皑皑，寒冷尤甚。斯时湖水冻结，已失其调节气候之功能矣。

上述气候状况，乃为决定此区植物景象之重要因素。长冬之干燥，与烈风，使植物生长期短促；夏季虽多雨，但分布局部，而蒸发之量尤强。因此低处，拒绝树木之发育，而为一种湿生草地。以禾本草(Grass)为主，铺地有如茵褥。斯即牲群所依之性命线也。此外覆地植物(Rosettpflanzen)，极占重要位置一大都属一年生之种类，鲜艳之花朵，每于日光

照耀时，焕发张开。遇雨以后，植物饱浸水分，虽受猛烈之日射，尚能维持颇久。各种植物之叶，大都细小，或作鳞片状，或遍长茸毛，或属革质，要皆具有抵抗蒸发之作用者也。

海北与海南降水量不同，故植物生长亦稍异致。此区为西风盛行地带，吹拂湖上水气，常向东进行，自西北趋向东向之海北高山，适当其冲，故雨泽稍多；因此，湿生草地，深入祁山间之纵谷。海南山岭，一部分为背海上西风之荫蔽面，故较干燥，南青海山脉南之珠荣河两岸尤甚。芨芨草成簇生长，飞沙扑面，呈干燥草原之景象。东南他拉(蒙称 Tala 藏称 Do Tang)地方，竟成一片沙漠，盖直接来自海上之西风，已失去全部湿气；而肯湖之影响，因山岭之阻，不克及之矣。由此，海北与海南之季牧移动，情况迥异，而游牧部落繁荣程度，亦判若天壤焉。环海河流，常为诸部落山牧季移所循之路线。海南湖积平原，宽不过五六公里，源于南青海山脉间北流诸小河，流路皆甚短小，因此，分布该带之游牧部落。其活动范围，备受限制，诸河受雪水之涵养不宏，类皆微弱无力，多间歇河流。西部诸河，水力略强，蜿蜒于平原之上，常切穿河环(Meander)，而成小型之离堆山(Umlaufberg)。平原上孤丘起伏，即此类河流之产物，若干新近放弃之牛轭湖(Oxbow Lake)，尚多湿泽，生长开黄花之白麻灌丛，上流山间 u 形谷内，水分较富。河床内为藓苔湿原。河岸长高与人齐之山柳(*Salix* sp.)，大力麻刺及白麻等，组成沿河林之群落(Glerieformation)；而坡面，则属宜于牧畜之湿生草地也。海北雨雪既多，诸大河又源远流长，水量自宏，皆分割台地，而南注于海。与海南涓涓细流之形式，完全异致。因此，各部落之牧区，亦较开展。诸水之河岸及砂洲，亦皆满生灌丛，如山柳及一种平顶树冠之砂枣(*Elaeagnus* Sp)。诸高台顶部，厚积栗钙土，作暗棕色其上植物复层，主为禾本草，杂生菊科及蓼科植物，其花每作一片白色。奎于阴坡及谷地之边际，常为草地，湿原，大抵发生于潜水丰富，蒸发较小之荫坦地域，其间满充泥炭。表面密生草类，中夹 *Pedicularis Longiflora*，花色黄，密生一片，有如黄会铺地。另有 *P. Shinonthoides*，花红色，较前者大，亦颇夺目。诸植物之底部；常为潜水所浸润，土内所含矿物质之养料，均为植物质之泥炭层所吸收，而使其底层，极为瘦瘠。泥炭中间每露空隙，成为蜂巢状积水之小坑，藏人称曰“纳儿窖，汉人名曰“烂滩”，此种地域，虽可利用放牧，但不适于帐房之居住。气候对于烂滩之湿润，具有间接影响，降水量较富之海北，同时地形缓坦，排水滞钝，而呈泛滥状态。实为上述群落生长之先决条件也。

环湖牧区之自然环境，已如前述，兹须讨论牧人之来源何自？由今日所见之牧区景象，可推想远古，实容许依赖狩猎、捕鱼，及采摘野生植物(脚麻一种 *Potentilla. Anserine* 其根可食，今黄河南之果洛族有用以代青稞) 社会之存在，或即所谓羌之先民。现黄河上游之马楚(按楚即渠 *Chu* 水也)，尚遗有保持此种原始混合经济形态之果洛族。纪元前八世纪羌人曾东进占有黄土高原之大部 5) 其民一部分渐与汉族同化而合并，纪元前四世纪时，秦国强盛，一部分羌族退居河湟，并输入田畜之方法。6) 河谷沃洲之有原始农业。或自此时始，另有一部分羌族，远避河曲，随水草迁徙。当汉武、汉宣之世，以兵力开拓湟中，7 原住羌族一部分被驱至青海一带，内地居民移来实虚。羌人既移处于湿生草地，势必放弃其原始农业，而发展纯粹之游牧，海上之原住民渐与之混血同化。盖环海之地，虽原隰广展，土质良好，河水丰富，利于灌溉，然因气温过低，四时多霜雪，不适农业，而草类繁茂，属决定性之牧畜区域也。王莽时，亦尝谋开垦海东之地(群科滩俗称三角城)，(8) 但环境究非合于农业，耕地因政治之纷扰而随废。其后青海之政权虽迭更，然仍未失为藏族驻牧之区。明代信红教蒙古部落，数度侵据海上 9) 势力鸷张，羌人之地位，乃趋低落。此种来自北部真正草原民族，挟其已熟练之游牧技术，发展于水草优美之区，其处境自较优裕，鄂尔多斯土默特蒙古之王俺答，伸展势力以迄青海，企图攻击西蒙古之侧翼，欲于政治上利用羌族，努力使部落信奉喇嘛教，10) 但教译所披，化强悍之民性而为柔和；且居久与羌藏混血，而使藏化日深，以致逐渐消失其祖先骋驰作战之勇敢精神，有满清政府解决青海蒙古以后，蒙旗在海上之势力，遂一蹶而不复振，而原住黄河南岸一带强悍之藏族部落，乘机北移，驻牧海周，其实力駸駸驾手蒙旗之上矣。

藏族北徙之原因：主要由于原住之河曲地带(即今鲁本科十七族分布之地)，部落过多，牧地不敷分配；有因酋长间相互齟齬，内部发生变化而分裂，(如汪什德黑)，有因受马楚上游民族果洛侵略之影响，故发生大规模向青海湖，或祁连山移动之历史。此种藏族，每与性喜高寒之牦牛相依为命。气候学家柯本(w. Köppen) 氏，尝以对外界敏感性极强之植物，或动物，用以表明世界气候之类型，而以分布牦牛之区域，称为“牦牛气候”，11) 因其足以代表所有气候之综合本质者也。此种藏族居住地之气候情形，颇与环青海之牧区相近，故在沿黄河诸支谷，亦发生同样之山牧季移也。藏族所豢养之牦牛，腹披长毛，几及于地，眼小有光，

貌恶性刚，然履冰冲雪，赴水越山，是其特质，牦牛与黄牛交配而生犏牛，形体高大，毛短而尾大，壮者善负重致远，并能忍饥耐劳，为藏族徙动时运输之最良工具。牝者富乳量，其与黄牛或牦牛配合而生者，称“格儿拔”(Galba)，品种较逊，凡此种牛类，均喜食蒙茸细草(Phleum sp.)，邻近之干燥草原，或盐性草原所生之植物，不为所食，故不易畜养，其分布仅限于高寒之湿生草地。且牦牛与犏牛性好润湿，以海北之河谷地域，数量最多，海南西部湖岸，吉冈纳尔根(Gigonnergen)及道考尔(Dokor)一带，所见亦伙，惟在湖盆东南部，较干燥区域，牛群稀少。环海产藏马，体态稍小，矫捷善驰，历史上尝以“青海聪”(12)称。草地之马，行走不需铁掌，为藏民代步之重要工具。海北高坪，有良好之马草，故所产亦较海南为多也。诸牲类中，尤以羊为牧畜民族之经济柱石，因其较他，更能建立衣、食、住、及燃料之基本经济条件。绵羊喜生长于较湿润之地，但较牛类能抵抗干燥，且其仅需荒芜贫瘠之草，故环海藏蒙诸族，均拥有巨大羊群，其中尤以小尾羊占大多数，其毛细长，特能耐寒。山羊性喜干燥，海北常牧于高坪之上，尤在三迭纪石灰岩区域，最为合宜。湖盆东南部，较干燥之低原，所见羊群亦伙。山羊之经济价值较绵羊略小，惟其乳可控酥油，毛皮可制衣。

藏族移动，每以马群当先，以其运动较为敏捷，次为牛群，进行常较滞缓。牦牛与犏牛，为最不守秩序之牲畜，漫野乱奔，故常有藏民乘马兜拦趋送。最后为羊群，及驮运粮食帐房炊具之牛队，及载负家族之马队。羊类不能任运输，而在草块上运动最慢，牛马啮余短断之草，亦能食之，宜其为殿后之队伍也。

环海藏族五大部落，如海南之千伯勒与都秀；海北之汪什德黑与刚咱；海东之达瑜，皆各有一定之牧区界限，不相侵越。诸部落之山牧季移，颇具规律。每年按季节之变异，沿河谷而起上下之迁徙，海滨低地，为环海诸部落之冬窝子(winteyweide)，盖当冷季，高地酷寒，积雪深厚，牲畜不易获得食料。湖滨平原，风势猛烈，积雪较少；且低处背风向阳之地，常较和暖，故各族皆自高地集趋湖滨，乃为一种向心式之运动也。四周高山，系诸部落之夏窝子；因当暖季，湖滨稍热；且多蚊蚋，故胥溯河谷，以入高爽之山地，留平原之草，以作冬日之饲料，乃属一种离心式之运动也。此种迁移，按季节变动，以符合山地或低地之气候与牧草。沿途分站驻牧，以迄两端。盖当其离去每一牧站以后必需有充分之时间以灌牧草繁

荣生长也。故牲畜不需入厩，亦无采集枯草贮备冬用之必要，及系极原始极简单之牧畜方式耳。吾人由当地野牲之迁移情形，亦可察知自然环境实强使游牧人民，实行山牧季移。野驴为一极佳之例子，冬日由高地而趋低原；夏季则由低原而上高地，其与游牧部落季牧移动之路线，完全取一致方向，藏民见野马每与其牧群相处，故视之为庇护牲畜之征祥物也，兹将环海各部落移动情况，及路线，分叙于下

(1)千伯勒 该部落之牧地，在倒淌河流域，以及南青海山脉东段之南北坡与海岸。千户以下，设百户6人，共计帐房1089户，人口数为5489名。

(a)倒淌河流域：倒淌河，蒙人称阿劳果勒，自东南流向西北，注入青海，河谷极为宽大，其间细流蜿蜒，似与开展之地形，不甚相称。现该河道所以能维持不致间歇，实由于上流林毛渠一带，源于高峻之野牛山，可获得多量雨雪涵养之故耳。主谷之中游，及其南部，呈一片干燥草原之景象，芨芨草疏布，其他植物极为贫乏，土面常露，风沙袭面。此种干燥草原，对于牲畜，其价值在湿生草地之下，不为藏族所乐处，而属蒙古足力盖及托力扎萨克部落之牧地。主要豢养羊群，及骆驼，盖为一种平面移动之游牧民族也。倒淌河下游，两岸始现丰美之湿生草地，如库哈尔，哈意劳，及厄尔孟琼诸地，尤其后者，藏语意为多帐房之草滩，系藏民理想之冬窝子。热季则沿河谷，向该部落之夏窝子移动即东部日月、野牛诸山之高地，如罗麻琼，即其最著者也。

(b)南青海山脉东段及海岸，源于北坡诸水，如恰根达，顺苦夏拉，极加通，巴夏加通等，皆甚短小，一出谷白，蜿蜒于平原之上，夏季暴发量增大，即行间歇，植物区系不多，芨芨草亦见生长，惟略较稠密，并有属木犀科之植物，俗称馒头花者，点缀其间，河边则多细草。冬窝子往往在山麓地带，帐房大都分布于谷口扇形地被切之底部，或山是(spore)突出之南麓，盖借以抵御北来之寒风，山麓水草较富，饮料不虞匮乏，且距大道稍远，得以避免官方之苛索。诸河上游，为U状河容下泻之水流，因坡度陡峻，不及下渗或蒸发，故水量非若平原之枯竭，河岸灌丛甚密，而坡面则属良好之牧地，愈高湿度愈大，植物愈富，故龙部十二尖诸山之声地，乃为该部落之夏窝子。山之南坡，因当向阳面，蒸发量较大，同时又属地形雨之荫蔽面，应较北坡干燥，然帐户分布，南坡反多。千户之直辖部落，亦驻牧于此。殆由于冬季北坡正当猛烈寒风之冲，而背风向阳之南坡，究为居住之良好位置也。冬季，南

坡帐户，自高地以趋华阴诺尔(Hwayungnor)，及卡布他拉(Kapu-tala)之北，适与北坡之帐户相背移动；夏则自上述诸地，以上山地，与北坡之帐户；相向移动，山南恰布恰。果勒之上游，皮珠荣河下流之北岸，皆属于燥原之区域，夏曰牧草，大部为强烈阳光所焦灼而枯萎，仅遗有坚韧之草类，渐过渡于更南之他拉沙漠地。斯实为南坡千伯勒部，热季必须移上山地之原因。同时，此草原亦为该部落冬季向南推进之边际。现仅有辉特南旗端达哈公所属蒙古包二十余户，散牧于此干燥草原之间。另有黄河北岸之上部

密藏族，北来游牧，惟大限于恰布恰河及珠荣河下游之河谷草地，其处位置既低，气温又高，有水灌溉，适于农业，旋为黄河谷地之循化，化隆，贵德等处之农娃(一种藏农)撒拉(一种回民)，及汉农，移来垦植，辟牧地而为农由；因此上郭密部落之牧地减少，其中有一部分，不能不放弃游牧，而转向农耕；盖在砂碛荒草中之区域，只农业始得容纳较多之人口也。

(2)都秀 该部落分布于南青海山脉之西端；山北为马鬣滩，及西部湖缘，山南则在贡朵海一带，辖地甚广，惟南部及西部，均为荒瘠之区，千户以下，设百户 7 人，共辖帐房 447 户，人口 1801 名(13)

(a)马鬣滩及西部湖缘：马鬣滩，为马鬣百户所辖之地也，诸河自南青海山流入平原，大部均于中途夭折。冬窝子，在道考尔一带，该地乏泉，但据帐户自称，人畜皆饮海水，其味苦涩，易致腹疾，但彼等习久无恙。夏季则溯诸小河，驱牛羊上山土也。

(b)西部湖缘及山地：马鬣滩之西，为告冈纳尔千(Gigon-nergen)，藏语低山浅滩之意也。湖岸离山稍近；似乎较东部润湿，湖滨盐渍土，生长绚烂之脚麻及樱草(Primulasiberca)之属。草滩弥望，丘陵起伏，为藏族之冬窝子。其上牛群奔逐，牧童三五，团聚坐地，向日以取暖。帐户则依山分布，夏季移上山地。更西之格登纳尔(Gatinner)，大横渠(Da-Wang Chu)所流经之地。该河蜿蜒曲折，常切穿河环(Meander)，而成多数小型之离堆山。若干帐房，选择切穿处之谷底，背依孤丘，用以略拒北来之寒风。夏季，相率移启山间谷地。沟中卑湿，遍长开黄花之白麻，帐房分布于岩石阶地之上，取基于燥向阳，而将牲群，驱至山坡上而放牧之。海西大哈拉麻河(Dahalama Chu)；为海南诸河中之水量最宏者；湖岸牧草甚丰，为冬窝子地。帐房分布于山麓，或高出湖面约三十公尺之乎台，地名唐菓子儿者，其或属昔

时之湖湾也。远望向东伸出之砂嘴，排列极多之拉姆契，为藏民下移时祭海之所也。夏季牧民，移居于南青海山或扎哈蚩岭，大哈拉麻之西，为知拉渠(Tsila Chu)，系扎哈蚩分水岭之东沟，其地当大道之要冲，藏户憎苛索，虽有好草，亦杳无人居；因此藏匪出没其中，抢劫过客马匹财物，旅者至此，常具戒心。

都秀帐户，分布于山南者分数亦较北山为伙，千户之直辖部属，移动于贡朵海及南坡高地之间。都秀牧地，跨珠荣河上游；远迄茶卡盆地之东南，辖地至广。然大部属荒草干砾之区，无怪其为较贫弱之部落也。

(3)汪什德黑 据湖盆之西北，帐户分布于扎梭拉水之东源，布喀河主流，及其支谷夏拉汗渠琼渠(Jone Chu)诸地。千户以下设百户8人，帐户约1500户，人数约5000人(14)。辖地最广，而均为水草丰美之区，其山牧季移之路径甚长，势力亦最强盛。藏谣谓：“天上有汪什德黑，地下有汪什德黑，”其夸张有如斯者。该族更南入茶卡盆地之南汪干修(wang Gan siu 按干修蒙语为泉意)山地，而组成木里郡部落(百户)。

(a)布喀河：该河为环海诸水中之最大者，自西北向东南，流入青海。大致沿一断层下切，所纳支流甚多，水量颇富，河谷宽广，有阶地数级，生长丰美之牧草。谷底多沿河灌木林，由山柳及平顶树冠之沙枣所组成。冬窝子在崛兰格天津(Darger-Tientsin)，及下流诸地。帐房大部依山傍泉，盖自石炭、二迭纪石灰岩中下渗之源，常较混浊布喀河之水，更适于作饮料也。夏窝子在布喀河上流谷地，有一部分帐房，溯支谷夏德(Chater)，裔青海湖与都兰盐池间之分水岭，蒙名阿尔兹敦，卡儿脱者，而驻帐于格尔兹泼一带。其处：植物繁茂，麝鹿出没，为理想之夏牧地。南与察汗多海之家旗(柯柯王辖)为界，后者系蒙族出入柴达木盆地之干燥草原也。

(b)夏拉汗渠：冬窝子在夏拉汗低滩(shalahan-Nergen)，夏窝子在上游及其切人高原之短宽支谷内。

(c)琼渠(Jone chu)：意为具有草地之河流也。汪什德黑部落之首长，(千户)即沿此河移动，夏窝子在恰龙冈(Chalun-gon)与吉龙冈(Chilungon)间之河岸。及其支谷名乌劳提者。帐房大都集中谷底，两旁高台、草坪，因蒸发甚烈，缺乏饮料，尤其石灰岩区域，特别干涸，故广大牧地，阒无人居；但坪上多风，少蝇蚋，常驱牲群于其上，而放牧之，而于夕阳西下

时，驱回谷底。冬季，大部帐房，移向下游草滩，而留一小部分徙居高坪拉之上。盖其时积雪，可赖作饮料，放牛羊于峻峭向阳之坡面，其处积雪少，而牲畜易得饮料也。此一小部分藏民冬季仍留居高地之原因尚未知之。

(4)刚咱 驻牧于青海湖之北岸，分布于吉尔梅渠；康多劳渠(Condu ro chu)以及巴哈乌兰(Bagha ulan)；伊规乌兰(. Jqua ulen)，大通河上游，及哈伦乌苏(Halen-ussuh)之下游诸地。千户下设百户 8 名，有帐房约 1200 户，人口约 3600 名 14)。

(a) 吉尔接渠：夏窝子在上游支谷叶尔哈兹(Jrhatz)，及雅端(Yoaden)诸谷地，冬窝子移向下游。

(b) 康多罗渠：夏窝子，在其支谷大士乔(Dazcho)，及雪海尔(Ceher)等处。帐房密迩，牛羊极伙。其地多烂滩，牲畜皆牧放于坡面及高坪，冬季移向下游及海岸。

(c) 巴哈乌兰及伊规乌兰：为海北二大河流，有极多帐房，沿此南北移动，夏窝子常在上游短宽支谷中，盖当牲群上高台草坪之过渡地域，适于帐房之位置，伊规乌兰上游阿尼渠之刚咱寺(Goutsa Conbar)附近，及赛尔琼渠之赛尔刚喀

一带，已深入大通山内，其地雨雪丰富，草类繁茂，为理想之夏窝子，冬季均移往海滨。

(d) 大通河上游及哈伦乌苏下游：大通河，蒙名乌兰木伦河，介于大通山脉与托赖山脉之间。上游藏民称之白摩。日渠(Mozhih Chu)，为二大断层间下陷之地堑(Graben)，谷地辽广，支流凡莱哈达(Vary. Hada Chu)渠，自南北流，注入摩日河，其间有侏罗纪地层组成山一列，名康德黎系向斜层之构造，山之东第三纪红色系小山，起伏于平原之上，地名克赤苏玛，意为山结之上坝。其南草地，称纳坞马者，“Na-wuma”意为产牛乳之烂滩。与凡莱哈达河谷，皆牧草繁茂。刚咱千户，即以摩日为夏窝子，六，七二月，驻帐于此。该处地势颇高，盛夏猷见霜雪，帐房满布于凡莱哈达及摩日河岸，自高处下瞩；但见山麓水畔，黑帐点点，蠕动之羊群、宛如白浪，史载，有麦力干其人，据领青海，尝筑宫于大通河源，行国不一居 15，颇具拓地野心。此种山间谷地，面积稍广，但究不能建立大国，仅足为游牧民族建立游牧社会式之部落而已。

该处之山牧季移，本可顺大通河谷而下，惟因河道在摩日之南，转入康德黎向斜层山地之中，成为仄隘之峡谷，不能作为大规模放牧之用。因此由凡莱哈达谷箭叶哈什(Yeihara

大通山脉局部名称，藏语牛角之意)南之分水岭，而至哇尔马切苦(warma-Chiko 藏语 warma 为泉，切苦为热意)，亦系一断层河谷，有温泉沿断层上升，因其来自底部石炭二迭纪石灰岩地层，挟带极多之石灰华(Travertine)，沉积地面，而成行列之锥形小阜，藏民于河边，砌设浴池，环境优美，宜其为该部落良好憩夏之所，河水适于洗羊毛，特见洁白，或热水中含有漂白之成分也(硫化物等)。其下游为哈伦乌苏，南注于海，九月及十月，移居该河岸之雷塔兹(十一月至河边小山地带，称切库特之处，十一月以至翌年之四月，则居于奈隆哇尔玛(Naromwarma)，其地位于山凹，可避寒风，并富干草，以供牲畜之饲料，为一理想之冬窝子。四月以后，移至清达玛六月又回至摩日，周而复始，每岁按上述之程序移动，循守不易。

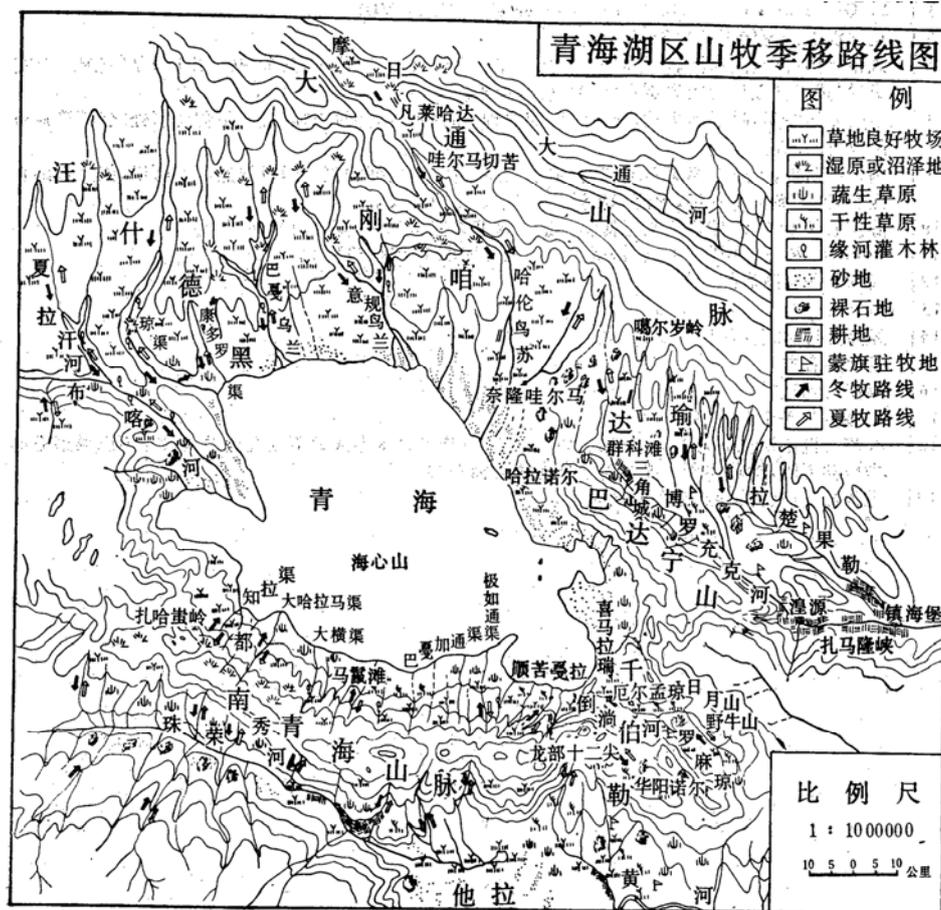
(5)达瑜该部落位于海东。千户下，设百户4人，基有帐房700户，人口约2000余(16)。以巴达宁山脉(日月山之西北)，为青海与湟水北源罗克充河间之分水岭。临湖部分，因而盛行之西风，大都为平沙及沙丘所侵占。此带植物极少，犹如沙漠。距飞砂较远之区，草类渐繁，有时可成为良好之牧地。东部罗克充河流域，地形开展如盆地，蒙名群科滩(俗称三角域)，即相传王莽设西海郡之地(2870)。上游源头纷歧，皆发自葛尔山之南坡。达瑜大部帐房，系沿诸源上下移动，南进至群科滩而止。另有_一部分帐房，自巴达宁山之北坡，沿东科寺水而至土尔根·达瑜部落，每岁移居之地有如下列：

夏窝子：规德尔(Quelter)，查拉(Tsala)，吉尔梅，(Geimei)，夏拉(shara)。

冬窝子：朵姆布(Tumbo)，哈尔及，他里(Tari)，朱隆(Chulluny)，土尔根(Turgen)，沙区(Sachn)。

群科滩主为蒙旗群科扎萨克之牧地，有蒙古包约六十户，更下游为戈壁贡族，有蒙古包约十五户，其牧地顺峡而下，以迄湟源盆地之边际而止。罗克充河之东，有拉楚河(Rechughol)，平行向东南流，上游有蒙旗宗贝子所属约十户驻牧，下游上五庄，则系定居回民之农业区域也。罗克充河与拉楚河之间，两峡悬距，中多孔道，明代，海上蒙人；常由此入侵 17. 扎马隆峡东之镇海堡，即所以防制海虏东侵之据点也。明代蒙人，尝长期据有峡西之湟水上游谷地，今仍遗留不少蒙古地名，如丹葛尔(即湟源)，药水，克预，草土其，窝药，沙拉库图等是也。当海上蒙旗强盛之时，拥有广大之牧地。嘉靖间，郑洛由扎马隆峡出海上，焚仰华寺，绝蒙藏之钩羁 18)。湟中汉农，继军队至上游发展耕地。但至明末清初，

蒙族复盛，农民又难立足。清康熙时；有黄台吉者，辖地与西宁接壤，素不侵犯，晚年，部落增至六七千人。此种王公，为要保持本身安定统治，乃以贸易交换代替战争。蒙语“丹葛尔。故今之湟源，乃为当时牧地之经济重心，其始即为与东部农业民族交换物品之地也。依日月山之沙拉库图(Shglakoto)，蒙语“王城”之意，或一度曾为政治之重心。总之，此种牧区社会，无疑具有混合经济之形式；但游牧被视为最重之生计耳。吾人页知湟谷上游，定居民与游牧民之间，发生争斗，为历史上常有之事。盖一方土地，不能同时适应两种民族完拿异相生活之法则者也。清雍正元年，群科扎萨与宗贝子，皆附罗卜藏丹津叛 19)，以谋扩展牧地，卒为满清政府所平定，复退人群科滩诸地驻牧。乘隙西移；远迄日月山之北麓，从事定居农牧兼施之生活。就此种定居民族之土地利用言，夏季经营谷中耕地，而放其牛羊于山坡草地；冬季，则移其牲畜于谷底，俾给农田以必要之肥料。故当作物非生长季内，亦未能予游牧民族以放牧之机会也。



目藏族北来以后，达瑜部落：即据罗克充河诸源，并渐向群科滩推进，因此蒙族之牧区缩小，其生存之空间既趋狭隘，人口自然日见低落也。

环海诸藏族部落，均系一种自给自足之社会。每岁各按其季移路线上下移动，极易发生强烈之个别主义，所处各以河流为单位，亦足影响其精神趋于散漫。然而藏族意识之统一，实由于喇嘛教势力之发展，而北来之草原民族，亦深受其羁縻。蒙族之迁徙为一种平面式之移动，以干寒之地，为乐园。藏族之迁徙，乃为一种垂直之移动，此种民族，惟有在冷湿之山地，其生命力始觉充溢，而其视湿热之低谷，皮觉为畏途也。

参 考 文 献

【1】Allix, A. *Geographie Pour l'Enseignement Secondaire* (Paris 1938) 215, 引用 Ph. Arbos.

【2】Blache, J. *L'Homme. et la. Montagne*, (Paris 1934).

【3】根据 Filchner, W. *Kartenwerk Der Erdmagnetischen Forschung s, expedirion Nach Zentratl. Asien* (1926—1928) Erst Teil, China nnd Tibet, Ergtnzunlg Sheft Nr 215 Zu Petermannsmiteillung.

【4】根据 Przenal sk, Filchner, Polain, Obrutschey 诸人所测结果之平均数.

【5】F. Grenard: *Haute Asie Geogr. Universelle*, Tome VIII

【6】见后汉书西羌传无弋爰剑事

【7】武帝攘夷辟土，渡黄河，筑令居寨，以杜西羌。宣帝时，先零种叛，攻金城(下川口)，赵充国进至安夷(平戎驂)(以计解散先零党羽，)主罢兵屯田。

【8】平帝元始四年，时王莽秉政，讽羌献西海之地，置西海郡，而筑王城，徙天下犯禁者处之，莽篡政纷乱，郡亦废弃。

【9】明正德四年，小王子部落亦不刺，背主逃来海上住牧，抢掳藏夷，以致强盛。万历年，俺答永邵卜西犯，据青海。一十八年，火落赤犯洮河，与永真相为雄长。

【10】隆庆五年(1571)蒙古顺义王俺答，躬入藏迎三世达赖|，至青海建仰华寺。

【11】K6ppen w: U. Elhault, 引松尾俊郎之人文地理学 232—3 页

【12】根据共和县政府统计

【13】同上。

【14】经海北时访问及估计

【15】见甘州府志：

【16】根据访问资料

【17】见慕少堂等宁青大事记 【18】金事万世德议青海为群虏不逞之巢佛寺实一方启疆之本寺毁虏不以香火索诸藏藏不以供献陷群虏虏益无所，钩藏益所羈孤雏零寇不能雄据海陬矣

【19】见张德善：青海种族分布概况

本文原载《地理》2（3-4） 页 39—49 1942 中国地理研究所

嘉陵江上游穿断山之举例*

1909年；萧氏发表德国西部舒卫勃，佛兰克级地之地形1)。最初发现河流绕行山嘴切穿其颈部，而成孤丘，名之曰：“Umlaufberg”。(吾人试译之为“离堆山”)2)。此外另有一种与离堆山近似之地形，即谷壁为二水道侧袭切穿生成之孤山，格洛特曼名之曰“隄形山”格氏对于此类河谷地形，特给予下列之定义3) 凡河流切穿谷壁形成之孤丘，概属穿断山(Durchbruchsberg)：(1)其由曲流穿断(自切)而产生者，曰离堆山。(2)其由边侧穿断(他切)而产生者，曰隄形山。苏斑氏认为格洛特曼所选择隄形山之名词，不甚满意；但亦谓难获得更适当之术语，以区别其不同之生成法则。4)最近奥套茅尔氏以前一项孤丘，仍为离堆山，而以后一项，改称之曰穿断山，5)其实二者均经河流所穿断，于义混淆，故不如仍循格洛特曼之意见较妥。

笔者前曾举出嘉陵江上游，白水江镇南之玉皇观，系由主流与其支流青泥河侧蚀穿断所生之孤丘。6)实为隄形山之标准形态。然在其下游之阳平关，更有离堆山与隄形山并存之地形，而其穿断过程，远较上述者为复杂，乃属一颇饶兴味之河谷小地形问题也。嘉陵江自略阳以下，向南流行，洄淤于深峡之间。及抵阳平关，河道转向西南，大致与当地绿色片岩之走向相符。由于谷壁岩石之松脆性质，及河道与走向平行之关系，河流侵蚀较易，故河谷豁然开展。阳平关市镇即位于河南岸，高约40米之阶地上。北岸离河稍远之处，有孤丘兀立，名曰大鱼山(或称子龙山)，高出江面165公尺。山顶平坦，积有黄土及砾石，显属河流所遗之物质。东、北、西三面，有山岭环拱，渺不相属。大鱼山之北坡，有砾石阶地二级，高级约为40公尺，低级约为25公尺，后者地名后坝，与北部山岭(银坪上)相连续，成为东西分注于嘉陵江二小支流之分水岭。大鱼山之东，为小鱼山，系向南伸也之山嘴，高102公尺，无沉积物之存留。颈部地名石埡子，系曲流挤蚀形成低狭之山脊。大鱼山之西南为乌鱼山，自东北向西南伸长，与江流平行，较大鱼山约低70公尺(高出江面95公尺)沁山顶亦积泥砾口，山北有50公尺之砾石阶地，地名窑厂坝，与石家包(山名)相接，故乌鱼山亦呈孤立之形势。西南端隔江为擂鼓台，亦系平行江流之山脊，高度与前者相近，台上亦平铺石

砾。西端与南部大山相接处，有高出江面约 60 公尺之砾石阶地一级，称白土垭，垭东新发生之杨田沟，深割于下部绿色片岩之中，以趋符江流之基准。沟之两岸，有与垭口等高之砾阶，显然旧时江流，曾取道于此线。兹吾人根据上述地形，以推究河道变迁之过程：

1. 最初之河道，河出峡谷以后，转入宽槽；势颇平直，因坡度低减，流速随弱。由上游拱淤泥沙，沉积谷底。全部形式，为一呈泛盛状态之山间盆地。当时河床底部，约当今大鱼山之顶。2. 继之，河道水量似有增加。出峡以后，因流水之惰性作用，及支流三道河诱曳之关系，河身向南曲，并折北绕大鱼山之后，进行谷地曲流(Talmeander)。3. 河道下切至 60 公尺，达乌鱼山之高度时，水量低减，堆积称盛，砂石垫高河床，几至超越临近河岸之平面。因此，海道时生变迁，尤其高水位时，移动频仍，且不断分叉。际此，发生乌鱼山与擂鼓台相连属之长州，而将嘉陵江分成南北二道，至于东部河曲，一方面难进行堆积，而另一方面仍进行侧蚀之工作也。

4. 嗣后侵蚀复活，大鱼山之曲流，继续扩张，并向下深刻。下游分歧之二水道，亦复下切。因刻蚀迅速进行，遂使沙洲基岩高露水面，轮廓固定。及切至白土垭之高度时，南北二道，相互侧袭，其或由于支流叶家沟与西沟之扇形地；相向推迫二主流。结果，于乌鱼山擂鼓台之间 A 点，穿断沙洲。因 A 点以下，北道之支流较多(叶家沟、观音沟及清河)，江水为其所引曳，故主流北趋，而放弃擂鼓台南之水道。继于白土垭东，发生杨田沟，循老河床逆流入嘉陵江。擂鼓台之隄形山，于是形成。

5: 河道继续下切，至窑厂坝高度时，乌鱼山东端，颈部 B 点，为 A 点以上两水道之边侧侵蚀所切穿。因南道有回回沟、西沟等诱曳之故，江水南泻，逐渐放弃乌鱼山以北之水道，造成乌鱼山之隄形山。其东尚残留 X 岛。

6. 东部嵌蚀曲流(Eingesetzte Maesnder)，已达发展之顶点。河道绕小鱼山之南端，向北急拆，造成阳平关及后坝 40 米之阶地面。其时，小鱼山前部之颈部 c 点，因河曲之挤蚀而切穿，形成 Y 之离堆山。于是，主流缩短，支流三道河被引长向北推进。

7. 小鱼山南之河道，又复向西南推动，其与支流三道河，合力将 Y 山扫除，循旧道方向，进行侵蚀。下游乌鱼山间之河道，向东南折曲，将残余之 x 岛蚀减。今河滩尚留存残迹。

8. 河道下蚀至后坝 20 米之阶地面时，东西三沟环交切于大鱼山南之颈部，穿断 C 点。

放弃后坝之老河道。新河道复下蚀，造成现时聚落集处之前坝阶地。河床更向南推移至现时河道位置时，切成阳平关 40 米之阶地。

综上所述，可知该段河谷地形，隄形山之生长在先，离堆山之生长在后，其切穿循序，亦由下流溯至上游。考河川之堆积及下切，每与侵蚀基准之升降或气候变化有关。大鱼山之堆积期，或曾相当于一冰河时期，水之流量不大，泥沙沉积于宽广之谷底。至间冰期开始，洪水活跃，侵蚀剧增，切开堆积物，造成阶地，及发生嵌蚀曲流。至于小鱼山之堆积期或相当于最后冰期，旋冰河融解，水量又增，侵蚀复活。吾人须知宽坦之谷底，向下移蚀，倘地盘隆起作用极缓，单由强大之水量进行工作，对于未风化岩石面内河床之形成，仅一有适度之发展，惟特使河流之振幅增大而已。当时乌鱼山之沙洲，倘在此种情形下，必为大水之移动而消减；但事实非如斯，分歧之水道；意往下深刻，各固定其河槽，而使。沙洲屹然形成岛山，是则除水量加多一点外，必因陆地之隆起量增大，河流之下蚀率，超越其他侧蚀与扫蚀之作用也。

由分歧之河道，切蚀沙洲，形成残余山块之情形，除阳平关外，复见于嘉陵江最大支流东河之上游，广元县属庙二湾附近之鸡鸣山。该山孤立于东河与嘉川坝之间，山势自东北向西南伸长，平行江流，高出水面约 73 米。顶部亦属平坦之砾台，鸡鸣山及附近之地质，属红色砂岩及页岩相间分布之白垩纪地层，作东北—西南之走向，倾斜向东南。鸡鸣山与南山间之河谷，宽约 250 米，具有峡谷之形态；而鸡鸣山北之嘉川坝，宽处竟达 650 米。该坝高出江面仅 15 米，然当盛洪之时，此干谷已未能作排泄江流之道。鸡鸣山之发生，若以离堆山之成因解释之，则南道过窄，曲流无用武之余地。若以隄形山之成因解释之，则鸡鸣山南坡，遗有黄土砾石之阶地数级，显系旧时河床，顺岩层倾斜方向，向下移蚀，以达今日之河道；而且在邻近亦乏边侧穿断之迹象。故细察其成因，或亦旧时沙洲。分南北水道下切而产生之残留山 (Restberg)。北道宽广，沉积作用特盛，河流之侧蚀较烈，南道狭隘，侵蚀作用较强，下蚀较速。因此北道泥沙渐次淤积，阻塞水流，而南道独存，并于此分歧河道所生之岛山，哈赛氏曾论之甚详 7)。克莱脱纳教授曾举广东西江羚羊峡之成因，即据此种河流分叉之原理，说明该区地盘之上升，造成孤立江岸之龙门山与山南之峡谷 8)。然其山顶尚未发现沉积物之证据，不若东河鸡鸣山之现象，较为明显也。东河之残余山与阳平关之隄形山，

两者生成之作用，完全相同。所异者，仅后者经河道之侧蚀切穿，具有袭夺之性质，其发生之过程略较复杂而已。鸡鸣山顶部之砾石层，或相当于上述之乌鱼山时期，同属一时期之产物。自此以后，河道下刻无间，以迄现时。

大抵嘉陵江，自苍溪回水坝以南，环回曲折于盆地中心部分。由于岩石之性质松软，构造平整，加以地盘上升缓慢，侧蚀与下蚀之工作，平衡发展，故大部属滑展曲流。至于上游高山区域，似乎地盘上升较速，下蚀率大于侧蚀作用，大部河曲由高平面遗传而来，属于嵌蚀之性质。虽然，现时曲流，亦非与当时高位曲流之形式相符合，深谷内原存河蚀之陡坡面，往往由新曲流之切蚀而改变，且曲流演进至复杂形态时，谷壁因被毁而成穿断山，遂使河道复趋于较平直之弧线，而穿断山及阶地之配列，实为重建河道演化情形之理想依据也。

参 考 文 献

1. 3. 4. 5. 7. 8. 各条参见原文。
- 2 李承三、周廷儒：“离堆”与“离堆山”《地理》一卷三期 239 页
6. 李承三、周廷儒：“离堆”与“离堆山” 同上. 141 页
9. 高泳源：嘉陵江中游之地形(地理学会年会论文)

*本文原载《地理》3 卷 1-2 期 页 48—51 1943 中国科学院地理研究所

CONCLUSION

The different physical conditions of the Gobi and the high grassland areas provided two kinds of habitat for the Stone Age men. The sand dune dwellers lived around small lakes of the Gobi where comparatively luxuriant grasses attracted steppe animals which provided meat for them. The fine fertile soil was also suitable for their rudimentary farming. They thus led a sedentary form of life. The hunters of the Koko Nor Basin chased the wild animals from high mountains to lowlands according to the seasons, so that they had a less stable abode compared with that of the sand dwellers.

A new Era began at the end of the Neolithic Age with the use of domesticated animals as a major means of subsistence. Sheep and goats appeared first on the northern steppe region through introduction from the west. Cattle raising was first found on the Tibetan border and was perhaps introduced from the east.

During the dawn of historical time, the Chiang came to the Koko Nor region. At first, they were a group of primitive hunters and gradually learned methods of cattle herding from the Chinese and sheep and horse raising from the northern steppe peoples. The domestication of the yak and the development of the hybrid dzos were great achievements of the highland nomads from which the Chiang profited. The yak and dzos need a wide range of alpine meadows, forcing their owners to practice vertical seasonal migration which was a custom inherited from ancient hunters which followed the seasonal migrations of their game.

The northern steppe peoples such as the Yueh Chi and the Hsiungnu struggled for possession of larger and better grazing ground for their flocks and herds, but never penetrated to the south of the Nan Shan. There was a well defined and persistent culture boundary between the low-lying steppes and the high grasslands which followed the northern foot of the Nan Shan although some diffusion of culture

was taking place through this line. The Xuoh Chi and Hsiungnu declined in number and finally withdrew their flocks further to the west and only the former left some of their number to become absorbed by the Chiang.

The Tukahun people of the steppe were the first group which broke this old cultural boundary and held possession of the open grassland of the Koko Nor. But they had frequent wars with their neighbors, the Yeifufu to the north, the Chiang to the south and the Chinese to the east. The center of Tukahun strength shifted back and forth within a distance of about six hundred miles between the Koko Nor Basin and the southern rim of the Tarim Basin; thus they had little opportunity to develop a culture well adjusted to the high grasslands. After their political power was broken, they became entirely absorbed by the native Tibetans. The Yeifufu people represented an old fishing folk of the Koko Nor basin, which suffered great casualties in wars with the Tukahun and with Semi-nomadic people of the Houang Shui Valley and disappeared from history during the time of the Tufan incursion. Undoubtedly the Yeifufu merged through assimilation with the latter.

The Tufan from southern Tibet controlled the high grassland and later expanded their territory to the loness plateau on the east and to Chinese Turkestan on the west. The Nan Shan and the Koko Nor region formed the center of their territory for centuries. Since they were separated from their home land by the cold desolate Chang Tang plateau, they became absorbed by the Mongols in the thirteenth century.

The nomadic Uighurs of the Turkish group conquered the oases of the Kansu Corridor and established a state there in the tenth century. They learned the art of trade from Samarkand and Sagriti merchants and gradually became sedentary folk. After their defeat by the Hsi Hsia in the 11th century, they migrated to Chinese Turkestan as oasis dwellers. A few of their descendants are encountered today as traders in cities of the Kansu Corridor.

These historical nomadic groups were driven out or absorbed one after another. Only some physical and cultural traits among the present peoples attest to their former presence. The present distribution of nomads in the area originated with the penetration of Mongols through the Nan Shan to the Koko Nor region in the beginning of the sixteenth century when the northern steppe was facing a serious problem of overgrazing. On account of the steppe animals raised by the Koko Nor Mongols, grazing is limited to land in lower elevations and the high pastures are neglected. Overgrazing resulting from a long period of exploitation led to their decline in the Nan Shan-Koko Nor regions.

The Panaks, a mixed group of native Chiang, of Tukuhun, and of Tufan who had been driven south to the Ma Chu bend by the Mongol invaders were so crowded on an already destroyed pasture, that they started a series of desperate movements toward the north and regained the pastures of the Koko Nor-Nan Shan regions from the hands of the Mongols in the 18th century.

Other minorities of the Tibetan group such as the Golok and the Hwari were surrounded by regions of difficult access and could maintain their old life without much disturbance. Remnants of Mongol banners and late comers of various ethnic groups penetrating into the high grasslands have had to change their mode of life and to adopt the Tibetan habits in order to survive. Inter-marriage with the Tibetans have gradually led to their assimilation by the Tibetan tribes. Only those people like the Ala Shan and Tsaidam Mongols who live far from the center of Tibetan people still keep their old way of steppe life.

Sedentary farmers penetrated this area for the first time with the Chinese immigration into the Kansu Corridor in the second century B. C.

中国地形区划草案*

周廷儒 施雅风 陈述彭

(北京师范大学地理系)(中国科学院地理研究所)

过去我国一般地理区划多以地形为主要根据。李四光先生曾划全国为 19 个自然区¹，主要是从地质观点考虑地形区划，他说：“某一个区域里的地形，可代表那一个区域在以往地质时代中所受的各种建造、变换和侵蚀作用的综合结果。”有些学者曾单独提出地形区划，任美镔曾分全国为 21 个区，许逸超分全国为 19 个区(表 3)；他们对于分区的具体理由，都缺乏说明。

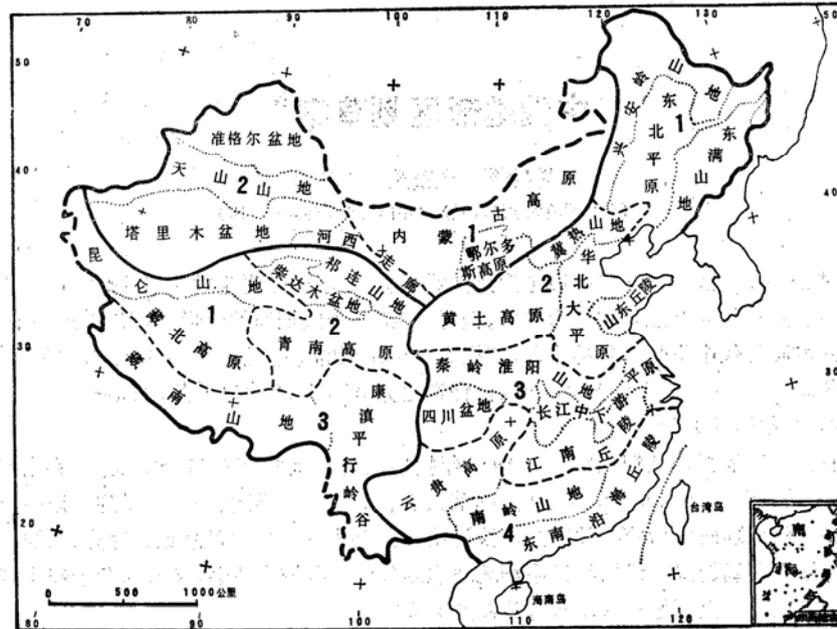
我们的地形区域试划工作，在 1953 年提出划全国为 7 大区 25 小区，以后在南京、北京分别邀请南京大学、北京大学、北京师范大学、北京地质学院、中国科学院地质研究所、中国科学院地理研究所等有关同志座谈讨论，会上获得许多宝贵意见，对分区原则与各区特征逐步明确起来，最后举行中华地理志划分自然区域座谈会，又得到若干修正意见，现在的方案是将全国地形区域划分为：3 大区 29 小区。

虽然经过多次的修改，我们的分区草案还是不够成熟的。作者们由于主观力量的限制，既未把我们所能接触的材料加以彻底分析，也没有把揭露出来的矛盾作充分的钻研。其次由于我国地形资料积累不丰，对若干地区的地形特征，缺乏科学的描述说明。因此我们恳切希望全国地理地质学者与对各别地区的地形情况有了解的同志们，给我们以批评，或指示一定的材料，使我们在分区原则与标准问题上和在各区地形特征与界线问题上，都有更充分的根据。

一、地形分区原则

关于地形分区原则，有些同志认为应该注重构造，有些认为应注重外营力。实际上，地形是内部构造(包括岩石性质、构造形态与正在进行中的地壳运动方向数量)与外部营力(包括风化作用，流水、风、冰川、海浪的侵蚀与堆积作用)矛盾斗争和不断发展而来的结果。在某种条件下，地形的变异反映着以外营力为主的差别；在另一种条件下，地形的差别是以构造为主的结果。外营力与内部构造只是地形形成的原因、条件而不是地形本身。我们进行

地形区划时，主要应该根据地面形态，如同阿尔孟特所说：“只有对形态作深刻的分析，才能提高区划的客观性”。“形态是物质因子、构造和外部轮廓的综合体。”根据形态进行区划决不是忽视地形生成的原因、条件，相反的，只有根据了形态，才能判别各种生成地形作用的过程的强度。因此阿尔孟特又说：“根据形态的区划必然同时是根据



中国地形区划草案图

- I 东部区
 - 1. 东北组 2. 华北组 3. 华中组 4. 华南组
 - II 蒙新区
 - 1. 内蒙组 2. 新疆组
 - III 青藏区(冰蚀及冻裂风化占重要地位)
 - 1. 藏北组 2. 青海组 3. 藏南康滇组
- (编图: 本文作者 绘图: 黄剑青)

发展过程的类型的区划，也就是真正根据成因的区划。” 2) 我国地貌普通分为五类：平原、盆地、高原、丘陵、山地。平原是指起伏微缓、海拔较低的广大平地。我国几个重要平原，例如东北平原、华北平原、长江中下游平原等，主要是在近期地盘沉降地区所发育的冲积平原，海拔一般低于 200 米，与苏联地形分类中的低地相当。平原边际经常有疏松物质所成浅丘台地与被疏松物质包围的岩石孤丘，相对高度十余米至五、六十米，我们也把它包括在平原范围之内，平原的相对高度定为 50 米。我国一些较小的内陆平原，如四川成都平原、内蒙古的河套平原、陕西渭河平原，虽然海拔可超过 500 米以至千余米，但其地盘沉降与沉积特征，也和沿海的几个大平原相似。周围山岭环峙，中间地势低平的地形叫做盆地，巨大

的盆地如四川盆地、塔里木盆地等，都是由于构造上四围有褶皱和断层上升的高山而中央有稳固的地块所成。绝对高度差异很大(吐鲁番盆地低于海平面，柴达木盆地海拔在 2700 米左右)，相对高度(盆底与盆周山地)一般大于 500 米。那些内流盆地，不论高度大小，沉积都在进行着；较高的外流盆地分割侵蚀作用占有优势(例如四川盆地)。高原是海拔较高的大片完整的高地，我国几个重要高原的海拔都在 1000 米以上，比邻近低地高 500 米以上。一般说，高原是上升起来的平坦面(侵蚀的或堆积的)，边缘部分剥蚀作用占优势。

任美鏊以相对高度 1000 米作为丘陵与山地的分界 1，这个界限显然是太高了。在华东与中南主要的丘陵地区，分割散漫的丘陵与绵亘高峻的山地大体以海拔 500 米等高线为界，丘陵的相对高度从数十米以至四、五百米。丘陵地一般都经过了长期的侵蚀作用。

由于我国山地面积广大，必须再分为高山与中山两类，大体以海拔 3000 米为界。兰州至昆明一线以西，绝大部分山地是高山类型，成山时代最新(喜马拉雅运动所成，或加强的)，上升量最大，若干高山已在雪线以上，冻裂作用与冰川侵蚀作用盛行，尖峰峭壁，山顶类似锯齿。兰州至昆明一线以东的山地多数由 500-2000 米间，冻裂作用薄弱，仅少数山岭有第四纪冰川遗迹，化学风化与生物风化作用旺盛，流水是主要的外营力因素，造山时期一般较古(多数是燕山运动产物)，山形圆浑，一般分割程度较深。

以上地貌分类可列一简表如下(表 1)：

表 1

表 1

类别	海拔	相对高度	构造特征	蚀积特征	地面特征
平原 盆地	多数 <200 米	50 米 盆心盆周高差 500 米以上	沉降为主 四周隆升，中 间沉降或上升 量小于四周。	沉积为主 内流盆地以沉 积为主，外流 盆地不一定， 海拔较高的以 侵蚀为主。	平坦，偶有浅丘孤山。 内流盆地地势平坦，外 流盆地分割为丘陵。
高原	>1000 米	比附近低地高 出 500 米以上	上升，古侵蚀 面或沉积面。	剥蚀为主	古侵蚀面或沉积面保留 部分平坦，其余部分崎 岖。
丘陵 中山	多数 <500 米 500—3000 米	50—500 米 500 米以上	成山较早	流水侵蚀为主 流水侵蚀，化 学风化为主。	宽谷低岭，或聚或散。 有山脉形态，但分割较 碎。
高山	3000 米以上		成山较新，上 升量最大。	冻裂作用强盛， 最高山上有冰 川。	尖峰峭壁，山形高峻。

上述地形类型，可以作为地形区划的根据。但是同一类型可分布在几个区域，而一个

区域也可以包括若干类型。例如，四川盆地包括了方山丘陵(川中)、冲积扇形平原(川西)、平行的中山(川东)等三种地形类型。这三种地形在发生和发展上密切联系着，与四川以外地区比较，显然构成了一个完整的地形区域。

我们试划的区域草案，是由大到小，逐级划分的。就全国范围来说，东半壁湿润地区与西半壁干燥地区的地形有显著差别。同样称为高原，干燥区内的蒙古高原水流稀少，保存着广大的平坦地面；而湿润地区的黄土高原与云贵高原，分割剧烈，平坦地面残留不多。青藏高原则以突出的高度表现着另外一种情况。因此，我们首先划全国为三大区(第一级区)：东部区，蒙新区，青藏区。

各大区之下按着各区域主要的地形类型，进行划分第二级区。黄土高原、四川盆地、云贵高原、华北平原、东北平原等，我们平常习惯称呼的地形单位都在这一级中。这样我们共划了 29 区，其中 16 区属于东部区，6 区属于蒙新，7 区属于青藏(表 2)。

1) 任美鏊：祖国的地形。页 7，中国青年出版社(1953)。

相邻的若干第二级地形区，虽然地形类型不同，但在构造上、营力上、地形的发展上关系密切，可以归纳为几组，例如蒙新区可归纳为内蒙与新疆二组，东部区可分为东北、华北、华中、华南四组。

第二级区下还可划分第三级区，如黄土高原可划分山西高原与陕甘高原二区，山东丘陵可分为胶东丘陵与鲁中南丘陵二区。这类第三级区，将在中华地理志作详细论述，本文从略。

表 2 中国地形区划表

表2 中国地形区划表

第一级区	第二级区(基本区)	区际组合
I 东部区	1. 兴安岭中等山地	} 东北组
	2. 东满中等山地	
	3. 东北平原	
	4. 山陕甘黄土高原	} 华北组
	5. 冀热中等山地	
	6. 山东丘陵	
	7. 华北平原	
	8. 秦岭淮阳中等山地	} 华中组
	9. 四川盆地	
	10. 长江中游平原	
	11. 长江下游平原	
	12. 江南丘陵	
	13. 南岭中等山地	} 华南组
	14. 东南沿海丘陵地	
	15. 云贵高原	
	16. 台湾岛	
II 蒙新区	17. 内蒙高原	} 内蒙组
	18. 鄂尔多斯高原(包括河套平原)	
	19. 准噶尔盆地	} 新疆组
	20. 天山高山地	
	21. 塔里木盆地	
	22. 河西走廊	
III 青藏区	23. 西昆仑高山地	
	24. 祁连高山地	
	25. 柴达木盆地	
	26. 藏北高原	
	27. 青南高原	
	28. 藏南高山地	
	29. 康滇横断高山地	

二、各区基本特征

(一) 东部区

大兴安岭向西南经热河分水岭、张北熔岩台地、鄂尔多斯高原的南缘至兰州以西的祁连山东麓一线，分开了东部区与蒙新区。由兰州附近向南经岷山、九顶山、大雪山至云南哀牢山东麓一线，分开了青藏区与东部区。

东部区靠近海洋，气候湿润，流水侵蚀与堆积占绝对优势。地质构造主要是东北至西南走向华夏式，山脉主要形成于中生代末期的燕山运动，经过了较长时间的侵蚀，地势一般低于 3000 米，基本地形为冲积平原、丘陵、中山、分割高原与有出口的盆地。本区地形分组计有两种方法，一种是按着东北至西南华夏式构造带，自西至东分为三组：(1)“兴安线”(兴安岭、太行山、豫西、鄂西山地东缘)以西的高原盆地带，包括黄土高原、四川盆地、云贵高原等，大部地势在 1000 米以上，地面在继续上升，河流分割剧烈。(2)“兴安线”以东的平原带，包括东北平原、华北平原、长江中下游平原，地面高度多不足 200 米，地盘在下

沉中，堆积作用占优势。(3)沿海丘陵地带，包括东满山地、山东丘陵、东南沿海丘陵等，是久经侵蚀的“古陆”，高度大部在 1000 米以下，低矮的丘陵占有优势。

另一种方法是按照蚀积发展的关系性，自北而南分为东北、华北、华中、华南四组。华北组包括黄土高原、冀热山地、山东丘陵、华北平原四区，由黄河、河等干支流把这几区连接起来，地面有黄土覆盖的三区进行着剧烈的侵蚀作用，华北平原则承受着旺盛的堆积，这就是四区的紧密关系。我们认为这一个分组方法比前一个方法优越，也和我们一般的地域概念符合。

1. 东北组一包括兴安岭山地、东满山地与东北平原三区，三面环山，平原中拓。在梅造上，兴安岭山地与东满山地隆起上升，有大规模的花岗岩侵入与火山活动，火成岩分布广泛。东北平原则为下沉地区，满盖疏松物质(第三纪与第四纪)。河流从两侧山地流注平原，分属黑龙江与辽河水系，两侧山地侵蚀作用占优势，平原地区堆积作用较旺盛。

(1)兴安岭山地 由热河北部沿蒙古高原向东北延伸，至黑龙江省北部，曲向东南，终于松花江北岸，包括大兴安岭、伊勒呼里山、小兴安岭等山地，海拔一般在 1000 米上下(最高峰约 2 000 米)。大兴安岭构造上为一东翼陡峻(有阶梯断层)、西翼和缓的不对称复背斜，地面岩石以花岗岩、石英粗面岩、玄武岩等火成岩为主。地面分割不烈，山势浑圆，在海拔 1000—1500 米间，有大片削平各种岩石的平坦面，与第四纪冰川侵蚀地形的残迹。

(2)东满山地。辽东半岛经长白山至松花江南岸的山地，一般高度在 500 米以上(白头山 2741 米)。在片麻岩、结晶片岩的古地块上，有大片的花岗岩侵入，并有各时代的沉积岩分布零碎，火山活动在近期还很活跃，玄武岩流遮覆广大地面。白头山为我国最著名的活火山，1597 年及 1702 年曾两次喷发。本区一方面由于构造比较复杂，另一方面由于迫近海洋，雨水较多，因此地形远较兴安岭破碎，山丘与盆地混杂，水系作放射状，以长白山为中心，分别流向渤海、黄海、日本海与黑龙江。

(3)东北平原 除辽河、松花江流域的平原外，东北平原还包括黑龙江、松花江、乌苏里江合口处的三江平原，海拔 50—1200 米。平原边缘有广泛的第三纪末第四纪初物质所成的台地，分割轻微；中央则有许多由夏季洪水泛滥所成的沼泽湿地(三江平原湿地特别发达)。松花江与辽河的分水岭是一条低平岗陵，主要由砂砾构成；可能昔时嫩江通过此分水

岭一直流到辽河去。 由于第四纪分水岭的隆起，便把松花江流域和辽河流域分隔开来。

2. 华北组--本组包括冀热山地、黄土高原、山东丘陵、华北平原四个地形单位。前三单位多断块山谷与地震活动，地壳运动以上升为主；而华北平原则相应下沉，地面广泛覆盖第四纪风成物质(黄土、红色土等)。黄河、海河等河流的干支流，在黄土高原、冀热山地进行着猛烈的侵蚀，而在华北平原盛行堆积，蚀积量冠于全国。

(4)黄土高原 秦岭以北、太行山以西、长城以南、祁连山以东晋陕甘三省广大地区，一般高度在 1000—1500 米，黄土覆盖深厚，在河流分割轻微处，保留着平坦的高原面貌，但大部地面，侵蚀剧烈，千沟万壑，支离破碎，水土流失问题异常严重。此外尚有若干千米至 3000 米的石质山岭，矗立于黄土高原面上，如六盘山、吕梁山、五台山等。而高原中间又有一些低凹的地堑，如渭河谷地、汾河谷地等。褶皱宽展，断层地貌显著。这个区域，特别是甘肃东部，近代地震活跃，由于黄土疏松易崩，地震灾害也较严重。

(5)冀热山地 由山西北部经冀北至热河，构造上转为东东北—西西南走向，平行的山岭与盆地代替了高原。本区又介于蒙古高原与华北平原之间，自北向南，地面作级级下降。盆地、山坡盖着薄层黄土(厚度一般不足 30 米)，片麻岩、火成岩与中生代陆相沉积发育。山岳两侧多断层，地面分割较烈，河流显格子状形态，地面一般超过 500 米(最高小五台山 3491 米)。

(6)山东丘陵 黄河以南、运河以东的山东地区，是一片海拔不足 500 米的丘陵地，(个别山峰如泰山、崂山等超过 1000 米)。在以片麻岩为主的古地块中，错杂着花岗岩与各时代的沉积岩，呈穹形构造。经历了长期的侵蚀作用，河谷宽广，岭脊低缓，海岸曲折。这个区域的地质及地形特征，很多和辽东半岛相似，它们早先本是连接着的古陆。

(7)华北平原 北起燕山南到大别山间的华北大平原，由黄河、海河、淮河等合力所成，构造上为第三纪开始的沉降地区，从西边黄土高原流下来的河流(主要是黄河)，带下大量泥沙，发展着大平原。历史时期，黄河经常的南北迁徙，造成严重灾害，河床由于淤积而高仰，河流反成了分水岭，与长江中下游平原水乡泽国的情况迥异。在淮河中游苏皖鲁边区，孤丘散布，冲积不厚，是一块被掩埋的侵蚀平原。

3. 华中组--本组包括秦岭淮阳山地、四川盆地、长江中游平原、长江下游平原、江南

丘陵地等五区。长江是突出的单一水系，千支流把这几个地形区贯串起来。从四川到安徽，大小丘陵，星罗棋布，构造上很复杂。秦岭淮阳山地是分隔华北与华中的山脉，构成岩石以变质岩为主；江南丘陵是以黄山、幕阜山至雪峰山一带为基干而是加里东运动褶皱起来的古陆(江南古陆)，岩石以半变质的板岩、石英岩、砂岩为主，长江中下游平原是凹陷中的沉积区。四川盆地则是填充着红色物质并经过燕山运动褶皱的盆地。在今天，秦岭淮阳山地江南丘陵和四川盆地各区，盛行侵蚀，长江中游与下游平原，盛行堆积；地形发育较成熟，山原交错，河流坡降缓和而水量充足，航运：在全国各地区中最为方便。

(8) 秦岭淮阳山地 本区包括陕甘南部的秦岭与汉水谷地，川陕边界的大巴山，河南韵伏牛山、桐柏山以及豫鄂皖边界上的大别山，一直到津浦路上的张八岭，是东亚东西走向山脉中最坚强的一个，从古生代至今，一直起着中国南北两大部分的分界作用。山体主要由片岩、片麻岩所成，南带有各时代的沉积岩，个别地区有花岗岩基。秦岭主体在陕西南部，山脊高逾 2000 米，最高峰超过 4000 米。北坡为大断层，异常陡峻；南坡则比较和缓，南阳盆地以东的淮阳山地比较低缓破碎。除大别山体高 500—2000 米外，其余均是丘陵形态。

(9) 四川盆地 这是东部湿润区域最典型的盆地，四周环绕着海拔 1000—3000 米的高山或高原，盆地则仅高 200—500 米，填充着深厚的红色砂页岩(白垩纪)。河流从四围向盆底集中，汇为长江，割开三峡东流。地面侵蚀活跃，河谷深切，呈丘陵形态。肥沃的土壤，加上暖湿的气候，对丘陵地区提供了在农业发展上少见的有利条件。

(10) 长江中游平原 这是从宜昌到芜湖间以洞庭、鄱阳二湖为中心的长江两岸冲积平原，地盘一直在沉降中，地势绝大部低于 50 米，湖泊众多。从长江上游与汉、湘、赣各江带来的泥沙，大部分在这个区域沉淀。平原边缘湖泊与丘陵交错，平原内部则被自然堤与人工圩堤割裂为无数小块，长江泛滥问题以本区域为最严重。

(11) 长江下游平原 芜湖以下潮汐影响所及的长江下游平原，北连淮河，南接钱塘江，是三江合力冲积的平原。水道密织，地面大部低于 10 米，平坦异常。地盘有显著的下沉现象，但江流沉积作用仍使陆地继续向海扩展。平原上有一些零散孤立的岩石丘陵，半掩埋在冲积层中，江南的太湖与江北里下河洼地，可能是古代海迹湖的残迹。

(12) 江南丘陵 长江、南岭之间，湖南、江西以及安徽南部是一片广大的丘陵地。

构造上是重重叠叠的东北至西南走向背斜层与向斜层，古生代的变质岩系(千枚岩、板岩等)，中生代末期侵入的花岗岩与第三纪盆地堆积的红色岩系是三类分布最广的岩层。地形上有这样三种类型：沿着湘江、赣江等大河有断续的小型冲积平原与第四纪红土砾石台地；再向外是破碎散漫的丘陵地，对高度是数十米至三四百米，占地最广；另外还有若干高度在 1000 米以上的中等山地，其中有绵亘成山脉的黄山、幕阜山、九岭山、武功山、雪峰山等，也有孤峰独特的庐山、衡山等。

4. 华南组——本组包括南岭山地、东南沿海丘陵、云贵高原与台湾岛四区。前述各组都有一、二条较长河流串联各区，有较明显的侵蚀区与沉积区的分野；但本组地区的河流多较短促而独流入海。各区域均以剥蚀作用占优势，山岭作东北西南走向，入海河流却与山岭成正交，形成显明的格子状水系与众多的峡谷。由于气候湿热，化学的与生物的分解作用强烈，在广西、云南与贵州，发育了大规模的喀斯特地形，在广东、福建，山地风化物质特别是花岗岩地区有深厚的风化层，到处分布湿热气候下所特有的红土。

(13) 南岭山地 这是指江西、湖南与广东、广西交界地区以及广西东北部的山地。构造复杂，山岭海拔一般在 1000 米左右(最高峰超过 1900 米)，贯通着若干南北向的谷道，海拔，200-00 米。整个山地是一连串的花岗岩山簇夹着许多石灰岩与红岩盆地，大体形成长江与珠江的分水地带，在地理上的分界作用远不及秦岭淮阳山地。

(14). 东南沿海丘陵. 浙江、福建、广东与广西南部是一片以丘陵为主，夹着若干列中等山地与冲积平原的地区。地质上为古生代的“华夏古陆”又经历了燕山运动以后的剧烈的火成岩活动(浙江、福建多流纹岩、凝灰岩，广东多花岗岩，海南岛、雷州半岛多玄武岩)，山岭与海岸平行，作东北至西南走向，海岸曲折，岩岛散布。在浙闽二省，海拔 500 米以上的山地占地较广，地面崎岖，平原狭隘；在广东，500 米以下的丘陵地占有优势，地面起伏和缓，河口与海滨平原比较宽大(主要是珠江三角洲)。

(15) 云贵高原 本区包括云南东部(哀牢山以东)，贵州全省与湖北省西南部。一般海拔 1000-2000 米，在燕山运动后，隆起为高原，并造成了许多宽厚的穹形背斜与枣形的向斜盆地。目前背斜仍大体成山，向斜成谷。整个高原面向南向东倾斜，河流分别向东北流入长江，或东南流入西江。地面分割剧烈，除若干小规模的山间盆地与宽谷平原外，高山峡，

谷甚为崎岖，在石灰岩区广泛地发育着石林、伏流、陷阱等喀斯特地形。

(16) 台湾岛 与福建隔着一个海峡的台湾岛，是喜马拉雅运动中褶皱隆起的，是东亚弧形群岛的一环。目前火山与地震活动还很频繁，纵贯南北的中央山地偏于岛的东部，海拔 3000 米左右(最高峰玉山 3950 米)。东坡为大断层，迫近海岸，坡度陡峻，俯临 6000 米的深渊。西坡有较广的海蚀台地与冲积平原，由于雨量丰富而地面倾斜大，河流短急且富水力。

(二) 蒙新区

本区位于兴安岭与黄土高原的西北，昆仑山与祁连山之北，气候干燥，植被稀少，河流绝大部分没有出口，温度变化大，机械风化强烈，风力侵蚀占有重要地位。山脉是在二叠纪华力西运动基础上为喜马拉雅运动所发展的褶皱断块山。个别高山高达 7000 米以上，一般地势在 1500 米左右，低洼地低于海平面，基本地形是平坦完整的高原与盆地和大规模的断块高山。

5. 内蒙古组一本组包括内蒙古高原与鄂尔多斯高原二区，构造上以宽展的挠曲作用为特征，由隆升的准平原(蒙古)和构造平台(鄂尔多斯)所成。河流稀少，切割轻微，坡降和缓，地面平坦。

(17) 内蒙古高原 兴安岭以西，大青山以北，由呼伦贝尔一直到甘肃的阿拉善与额济纳旗，统称为内蒙古高原。平坦完整的上升准平原面一般海拔在 1000 米左右，中间有三个挠曲作用所成的宽浅洼地(蒙语“他拉”)，即呼伦贝尔他拉、以林他拉(集宁至乌兰巴托铁路上)居延海他拉，比一般高原面低下数百米，地面极平(以林他拉平均坡度为

$1/1000$)，他拉间则有低矮的丘陵分布。整个高原地面主要为石床暴露或石砾铺盖的戈壁，风沙地面是次要的。在高原的南缘和东缘，雨水较多，有宽广的草原带，逐渐转为一般的流水侵蚀地形。

(18) 鄂尔多斯高原(附河套平原)，贺兰山、阴山与长城之间为黄河套所环绕的鄂尔多斯地区，是一个未经褶皱、覆盖着平整沉积岩层的台地，高度在 1500 米左右。高原上有少数湖盆，边缘地区有沙丘散布。高原边缘与大青山、贺兰山接触地带为断块陷落。黄河贯流，冲积了银川、五原呼包几个小平原，海拔 1000 米左右，河道分歧，灌溉便利。

6. 新疆组——本组包括河西走廊、准噶尔盆地、天山山地与塔里木盆地四区。高山与盆地交错，断层作用特别强烈，高山都经华力西运动影响，又为喜马拉雅运动所加强，断裂上升呈断块山形态。盆地相对低下，是比较稳固的古地台。河流由高山下注，靠雪水涵养，局部河段水量还大，但向下游逐渐干萎，没入沙碛或淤积成湖；由于盆地的深陷，流沙不易被风力吹刮外扬，就在盆地内堆积，沙丘面积广大，河道常因淤塞而迁徙。这与内蒙石床或石砾的戈壁迥然不同。

(19)河西走廊 祁连山的北麓出现了一条狭长的走廊，海拔 1500—2000 米左右，是一个不对称的地堑，走廊北侧以一些断续低矮的山岭(龙首山、合黎山等)与内蒙高原分开。从祁连山流下来倚靠着雪水涵养的河流，冲积了山麓砾石带与若干灌溉方便的沃洲，更向下游，河流逐渐消失在沙漠里。这些地形特点与新疆盆地相近，但地面还有相当广大的石质戈壁，又同于内蒙高原。显然，它是内蒙与新疆间的过渡区域。

(20)准噶尔盆地 本区介于天山与阿尔泰山之间，状如三角形。阿尔泰山是几条西北至东南的断块山，北坡陡峻，南坡缓斜，高 2000—4000 米。准噶尔盆底地最低处约 200 米，古地台上盖着新生代堆积，地层平整，东高西低，东西两端都有缺口，西方缺口迎着北冰洋吹来的湿润气流，因此盆地西部较潮湿而多草原与沼泽，东部则干燥而多沙丘。

(21)天山山地 广义的天山山地东起新疆，西部伸入苏联，包括了伊犁盆地、吐鲁番洼地与库鲁山等，中苏边界适在最高峰上(胜利峰 7439 米)。组成本山的岩层以变质的沉积岩、花岗岩与后期砂岩、页岩为主，经华力西运动而褶皱起来，至中生代末已准平原化，又经第三纪强烈的断块上升，构成若干条平行高山。同样由于断层下陷的吐鲁番洼地，已低于海平面 130 米。

(22)塔里木盆地 介于天山与昆仑山间的塔里木盆地，海拔在 1000 米左右，西高东低，是世界上最广大的内陆盆地。这是一个覆盖着流沙的古地台，从天山、昆仑山流下的河川，倚靠冰雪融水涵养，数目众多。在盆地边缘，造成了一系列山麓石砾带。石砾带以下则是珍珠串似的沃洲带，以后就接上盆地中的大沙漠。流沙、盐滩面积广阔(最大的流沙带东西长 800—900 公里，南北宽 400—500 米)，河流流入沙漠以后，萎枯消失，只有塔里木河坚持了 2000 公里的流程，最后淤成罗布泊。该泊海拔 800 米，2000 年来，泊已三次迁移了它的

位置。

(三) 青藏区

西藏、青海、四川、云南西部的广大高地，一般地势在 3000 米以上，高原中心达 5000 米，(喜马拉雅最高峰达 8882 米)。气候高寒，冻裂风化作用最为显著。高山地区有大规模的冰川侵蚀，全部经历了喜马拉雅运动的强烈影响，特别是喜马拉雅山，完全是那次运动中耸立起来的最年轻的高山。西部与北部是平坦的高原，东部与南部则是高山与深谷。

7. 藏北组——本组包括昆仑山与藏北高原，高度在 5000 米左右，地面起伏和缓，多石碛与盐湖，是西藏最荒凉的地区。

(23) 昆仑山地 昆仑山地从帕米尔高原向东延伸，界于新疆与西藏之间，海拔在 6000 米左右(最高峰 8611 米)。岩层分为二组，一组为较古的片麻岩、云母片岩及花岗岩，另一组为千枚岩、石英岩及砂岩。山脉形成于华力西运动而为喜马拉雅运动所加强，北坡以大断层降到海拔 1000 米的塔里木盆地，南坡缓缓降到 5000 米的藏北高原。山顶有大规模的冰川，特别是在西中部藏新交界处冰川最盛。昆仑山东延至柴达木盆地的西端，山脉分歧，多数走向东南(可可西里山、祁连山等)，一支走向西北，即窄狭的阿尔金山，分隔柴达木盆地与塔里木盆地，连接着祁连山。

(24) 藏北高原 介于昆仑山与冈底斯山之间的藏北高原(羌塘)是青藏高原的核心部分，海拔 5000 米左右，岩石以中生代沉积岩为主，主要地形为坡度和缓的山岭盆地，山盆之间高差一千余米。虽然山岭高处已在雪线以上，但因气候干燥，冰川不显，水流一般短促，集于盆地低处，汇为盐湖，著名的有纳木湖(即腾格里，海拔 4515 米)奇林湖等。各盆地之间，地面多成石碛。

8. 青海组——本组包括祁连山地、柴达木盆地与青南高原三区，与青海省范围相当，海拔一般在 4000 米左右。与藏北组不同处在于地势较低，湿地较广，部分河流外流入海，切割作用便增加了地面的起伏。

(25) 祁连山地 祁连山是一群西北至东东南走向的断块山，主要岩层为千枚岩、板岩、石英岩、石灰岩等，谷地中填充了第三纪红色层，山脊高度一般达 4000 米(最高峰 5962 米)，谷地 2000—3000 米。东段雨水较多，分割较西段剧烈。在祁连山东南部的盆地，地里，

有我国第一大湖(青海)。

(26)柴达木盆地 柴达木盆地夹在祁连山、阿尔金山与可可西里山之间，海拔约2500—3000米。它是一个未经褶皱的古地块，边缘有宽展的粗砂碎石带，中央为沙丘与湿地。地形轮廓与塔里木盆地相似，但海拔较高，蒸发较弱，有大片沼泽分布。

(27)青南高原 青海南部与四川北部高原地带，可统称为青南高原，地面高3000—4000米，自西向东倾斜。高原上有从昆仑山分出的山地(积石山等)，坡度较缓，作西北至东南走向，海拔4000—6000米；河流分注黄河、长江与澜沧江，分割虽较藏北高原为深，但仍在河流上游，未显峡谷形态，地面有广大的沼泽湿地。

9. 藏南组——本组包括藏南山地与康滇山地，构造上属喜马拉雅山系，在西藏作东西走向，至康滇则转为南北走向，又受印度洋季风吹拂，雨水特别丰富。河流切割剧烈，和前述两组各区不同。

(28)藏南山地 本区包括喜马拉雅山、冈底斯山以及两山之间的雅鲁藏布江和印度河上游谷地。喜马拉雅山脉中部有由西至东继续不断的结晶岩出露(花岗岩为主)，每每

造成高峰。在中国与尼泊尔边界上，有7000米以上高峰40处，超过8000米的11处，最高的珠穆朗玛峰高至8882米，在我国界之内约30公里。山上冰川累累，冈底斯山海拔6000米左右，也是喜马拉雅运动中耸立起来的。雅鲁藏布江谷地海拔3000—4000米，谷地中有小平原(拉萨平原宽3—4公里)，雅鲁藏布江河床不陡，在西藏东南部突折而西南流，穿割喜马拉雅山地，流奔印度。

(29)康滇山地 喜马拉雅山系在四川西部境内，转为中国罕见的南北向的许多平行山脉，金沙江、澜沧江、怒江等在山脉间平行南流，造成深切的峡谷。在昌都大理间，山脉平均海拔4000米，而谷底海拔只2000米。高山常有雪峰，并残留着平坦的小高原，河谷平原则很狭小(如昌都坝子只2000米)，到云南西南部，山间地带比较敞宽，山峰降至2000米，谷底则仅500米。除在构造上与青藏高原连接外，地面形态已属东部区的类型。

三、存在的问题

在进行上述分区草案过程中，经过多次讨论，揭露了许多问题，有些问题比较圆满的

解决了，有些还有分歧意见。现归纳提出于后：

1. 分区标准问题 这是最主要的问题，构造、营力、高度、形态以及地形与人类活动的关系，各人着眼点不同。现可归纳为两种方法：(i) 是每一级区应有全体共用的标准，例如第一级区大体用侵蚀营力，第二级区用地形类型等；(ii) 各级都是根据特征的综合，由大而小，逐次分下去。

2. 地貌分类问题 我国过去地貌分类过于简单，高原、山地、丘陵、平原、盆地等名词，都很笼统，概括范围太广，必须进一步作详细的分类，编制大区域的地貌图，才能满足地形区别的需要。如何学习苏联先进的地形分类方法，结合中国实际情况制订我国地形分类方案，是一个极重要的工作。

3. 华中华南的地形分区问题 长江南海之间，错综的分布着中等山地、丘陵、小平原，构造复杂，山岭散漫。“南岭何在”问题，就曾引起过地质构造与地形学上许多争论，在现行分区草案中，江南丘陵、南岭山地与东南沿海丘陵之间缺乏整齐明显的界限。有下列几种不同的分区意见：

(1) 把江南丘陵与长江中游平原合并为华中盆地，另划出广西盆地(或称广西石灰岩丘陵地)。这个意见主要着眼于水系形式以及外营力的互相联系。

(2) 东南沿海丘陵太长，应划分为浙闽山地、广东丘陵与海南岛(连雷州半岛)三区。

(3) 取消南岭山地，因为南岭不是一条整齐连贯的山脉。

表3 前人地形区划方案比较表

大地区	李四光方案	任美铎方案	许逸超方案	亚光地图社方案	陈尔寿,程澍,何敏求方案
青藏区	1. 青藏高原 2. 西康群山	1. 青藏高原 2. 柴达木盆地 3. 康滇峡谷	1. 青藏高原 2. 青海高原盆地 3. 康滇纵谷山地	1. 青藏高原 2. 康滇峡谷	1. 青藏高原 2. 康滇横断山地
蒙新区	3. 准噶尔与塔里木盆地 4. 甘肃走廊 5. 蒙古草原	4. 塔里木盆地 5. 准噶尔盆地 6. 蒙古西北部断层区 7. 蒙古高原 8. 蒙古高原东缘分割山地	4. 东疆南疆高燥盆地 5. 北疆西蒙高原盆地	3. 塔里木盆地 4. 准噶尔盆地 5. 河西走廊 6. 蒙古高原	3. 塔里木盆地 4. 天山山地 5. 准噶尔盆地 6. 甘肃走廊 7. 蒙古西北断层区(阿尔泰山) 8. 蒙古高原
东北区	6. 辽吉松黑平原 7. 辽吉山地	9. 东北平原 10. 辽吉东部丘陵	6. 松辽平原与周围丘陵地	7. 松辽平原 8. 辽东东部山地	9. 松辽平原 10. 辽吉东部山地
华北区	8. 山东半岛 9. 华北平原 10. 山西高原 11. 陕西盆地	11. 山东半岛地垒 12. 华北平原 13. 山西高原 14. 陕甘黄土高原	7. 齐鲁丘陵 8. 宣化黄土盆地 9. 华北平原与泰山麓丘陵 10. 山西北黄土高原 11. 陇西黄土高原	9. 山东半岛地垒 10. 华北平原 11. 山西高原 12. 陕甘黄土高原	11. 山东半岛地垒 12. 华北平原 13. 山西高原 14. 陕甘高原
华中区	12. 四川红色盆地 13. 长江中游盆地 14. 长江下游泽地	15. 秦岭山地 16. 四川盆地 17. 华中盆地 18. 扬子江三角洲	12. 中央山地丘陵地 13. 四川湿润盆地 14. 江南丘陵地 15. 扬子泛滥平原 16. 广义的扬子三角洲	13. 秦岭山地 14. 四川盆地 15. 华中盆地 16. 长江三角洲	15. 中部山地 16. 四川盆地 17. 长江中游盆地 18. 长江下游低地
华南区	15. 东南滨海区或东南丘陵地 16. 南部滨海区 17. 广西台地 18. 贵州高原 19. 西南山地	19. 东南沿海丘陵 20. 广西石林 21. 云贵高原	17. 东南沿海山地 18. 西南分割高原 19. 两广丘陵地	17. 东南沿海丘陵 18. 广西台地 19. 云贵高原	19. 浙闽丘陵 20. 粤南滨海区 21. 广西石林 22. 云贵高原

(4)索性不分区，统称为华南丘陵地。

4. 内蒙分区问题 计有下列几种意见：

(1)分为呼伦贝尔高原、漠南高原、宁夏高原、鄂尔多斯高原、河西走廊五区。

(2)呼伦贝尔高原与漠南高原合并为一区，宁夏高原与河西走廊合并为一区。因为原宁夏多沙漠的情况区别于内蒙高原，而宁夏高原与河西走廊的界限不明显。

5. 冀热山地区，有的同志从构造着眼，主张冀热山地延长到大青山、狼山而列为一区。

6. 青藏高原北部分区问题 计有下列几个意见：

(1) 昆仑山与祁连山间有阿尔金山相连，应合并为昆仑祁连区。

(2) 柴达木盆地、祁连山地、青南高原合并为青海高原。

7. 华夏式构造与兴安岭线在地形区域上的表现问题 计有下列一些意见：

(1) 秦岭山地与淮阳山地有南阳盆地分隔，二边地形很不同，应划为二区。

(2) 把湖南的雪峰山及迤西地区，划入云贵高原。

8. 第一级三大区界，从构造上看，鄂尔多斯高原与黄土高原相连应划入华北组，昆明以西应全部划入横断山地区（“康滇地轴”）。从营力、地貌看，兴安岭东的西满东蒙的风沙地带应划入内蒙古区，而云南西南部应划入中国东部区。

9. 第二级地形区间的界线，有些很模糊，如长江下游平原与华北平原间，昆仑山地与藏北高原间，藏北高原与青南高原间，青南高原与康滇山地间，河西走廊与塔里木盆地间。

有些地方究竟属哪一区好，如皖南盆地属江南丘陵还是属东南沿海丘陵，还不易明确。

以上这些问题以及我们草案中所存在的缺点，都恳切地希望有关专家与读者尽量提示意见，以便作进一步的修正。

1955年5—6月 N. II. 格拉西莫夫院士来华访问，曾对我们的中国地形分区图，提了非常宝贵的改进意见。如加强地形与构造关系的研究，进行地形成因分类的研究等。作者等正根据格院士的指示，进行地形分区的修正工作。本文原载《中国自然区划草案》科学出版社 1956 21 页—55 页

1) 李四光：中国地质学(1939，英文本)其后张文佑翻译的中文本，删去蒙古草原区而为 18 区。

2) 阿尔孟特：自然地理区划底几个原则。苏联科学院地理丛刊，1952 年 1 月。引自杨郁华译文(未发表)

新疆天山北麓玛纳斯地区的新构造运动和地形带的区分*

一、基本构造和新构造运动

从玛纳斯地区南望那些常年积雪的高峰是天山北缘的巨大褶皱山脉，大部由古生代火山凝灰岩、变质岩和石灰岩等所组成，这是具有地槽型沉积条件的沉积区。历经加里东、海西宁造山期，形成许多陡急的褶皱，并有岩浆活动。地质情况反映在地形上是峻拔的高山。

三叠纪末期，隆起的天山受到外营力的激烈剥蚀，而在北部发生边缘凹陷，堆积很厚的侏罗纪石灰岩、砂岩和页岩。白垩纪至第三纪时期，构造运动变得微弱，当时的地形似曾达到接近均衡的状态。在凹陷区，只堆积较薄的红色系地层。

当中新世时期，天山前缘凹陷中继续沉积各种色泽鲜艳的泥岩、砂岩、砾岩。上新统的地层，在凹陷区内厚度最大为苍棕色砂质粘土层，并夹有砾石层，它们都属于山前的“摩拉斯”沉积，在地形上表现很突出，往往成为前山镶边似的岭脊。和现代地形生成而有关的大地构造运动，发生在第三纪末期和第四纪。从褶皱基础上发展起来的天山山脉，在这时期剧烈上升，才见有今天的地形面貌和规模。北部前缘凹陷中的中生代、新生代地层发生大致和块状山地相平行的褶皱和挠曲，反映在前山区的地形上，是不对称的山脊，上新统末期的褶皱构造，形成了前山地形的基本形态。

前山中山代和新生代的褶皱带，大致有三排隆起的构造：最南第一排构造紧邻着古生代变质岩系所组成的山地，它们之间往往是东西走向的大逆断层的接触，成为地形上的变换线，前者是平缓低山或丘陵，后者是陡立的中山或高山。第一排构造在紫泥泉南达子庙北所见，主要为中生代地层所组成的单斜构造。在牛圈子所见为侵蚀破裂的背斜层，而在奎屯河山口以西的托斯台是构造上较为破碎的背斜层。由于天山从第三纪末期以来不断隆起，第一排构造受到影响最大，新构造运动亦特别显著。达子庙到紫泥泉一带冰水沉积的最高阶地面，向北倾斜达 9030，而下一级阶地面同向倾斜为 5030。由此可风天山在第四纪犹在继续隆起中。牛圈子的两侧最高级的冰水沉积阶地上，并有阶梯断层级级向北下降，这些断层从底岩侏罗纪地层穿过覆盖在上面的第四纪砾石层。在第一排构造带内地震剧烈，甚至这些第四纪

的疏松的沉积物上，还显示出震后遗留下来的许多大体东西向的断裂线，说明现代地壳犹在不时地活动着。

第二排隆起的构造分布在前一带的北面，主要是由第三纪的地层所组成，中间分隔着向斜层的低地。这一隆起带可以玛纳斯背斜层和霍尔果斯背斜为代表。它们也有从南向北推进的逆掩断层出现，但受到大构造影响的破裂程度要比前带略逊，不过在新构造运动上也有很多明显的标志。玛纳斯河穿过玛纳斯背斜层的红山嘴地方，从东岸的阶地记录，可以看出背斜层在第四纪有隆起现象。这里共计有十级阶地，最高的八、九、十三级阶地，都有掀动标志，七、八两级阶地的发展阶段似乎变动微弱，但六级以下活动转趋剧烈，受到背斜中心拱起的结果，使阶地两翼各向南北倾斜。在水文站附近的东岸可以看到第六级阶地地面上有第三纪底岩露出地表，而南北的延续部分，却是黄土和砾石的沉积。露头的北面，并有贯穿第四、五、六级的横断层，使南侧隆起而北侧下降。红山嘴玛纳斯河出口处，也有低级阶地因断裂而下降的痕迹。这一背斜层全部第四纪隆起的总和约达 300 公尺，比第三纪末期褶皱胚胎时候高出一倍。南翼的最高阶地，要比北翼的位置来得高，这说明南翼由于逆掩断层的复活，而受到较剧烈的隆起。

又如霍尔果斯的背斜层是一个极不对称的背斜层，南翼第三纪上部的砾石层的苍棕色层，耸立甚高，而北翼由于褶皱中心部分倒转向北，逆掩在杂色层之上，地势降落的很低。杂色系和第四纪沉积物所组成的阶地相接触的地方为一逆断层，这也是明显的新构造运动的标志。这个背斜层在第四纪时期隆起亦相当剧烈。霍尔果斯河穿过背斜层的峡谷两侧有七级阶地。最高一级阶地上沉积有很厚的黄土、砾石，高出河面约 150 公尺左右。峡谷西有老河道所遗弃的风口，上面有掀起得相当高的洪积扇，并引起八音沟河道流向的改变。

最北面第三排构造如安集海背斜层和独山子背斜层，都是比较平缓的褶皱，只受到一些微弱的错动。地形上是东西走向的丘陵地。安集海背斜层在第三纪末期形成褶皱以后，曾被夷平，上部堆积第四纪初期的冰水洪积物，其后再度隆起，河道切穿这种上升的构造而成先行性谷地。西部在安集海隆起较高而在东部三道河子隆起较低。背斜顶部的冰水沉积物都是黄土、砾石相间的松散层，北翼倾泻到洪积扇的下部而被埋藏起来。独山子不对称背斜层的南翼高耸起第三纪砾石层，上层亦覆盖着冰水沉积物，而背斜轴为后期冰水沉积物所覆

盖，受到晚期褶皱的影响。独山子背斜层东部另有若干第四纪的微弱隆起，都披着松散的沉积物。

前山褶皱带以北为下沉的地台区。上部沉积覆盖层除中生代及第三纪地层外，并堆积有很厚的第四纪的疏松物质，形成了广大的平原。山前地下拗陷构造的范围，自南向北逐渐增大，在中拐、小拐地区并有地下阶梯的隆起。

二、地形带的区分

上面所叙述的构造基础概括起来可以区划成三个构造单元：(1) 历经加里东、海西宁、阿尔卑斯运动所形成的陡急的褶皱带。(2) 中生代、新生代地层经第三纪末期的阿尔卑斯运动所发生的前缘凹陷的褶皱带。(3) 平缓下沉的地台区。由于新构造运动的影啊及不同的外营力作用的结合，也可分成三个基本上不同的地貌单位即：(甲) 山地区。(乙) 过渡的前山区。(丙) 平原区。更因气候的垂直变化及其他条件的变化，每区又可分成若干不同的地貌分带。

甲、山地区可以分成三带

(1) 永久积雪的最高山带(3600 公尺以上)

这里是褶皱构造隆起的最高部分，山势显得雄伟峻拔。这种山岭，并非自始便是高山性的。在第三纪以前，曾经过准平原化，后来在新造山时期发生边缘断裂、弯曲和块体位移。加以受到冰雪的侵蚀和冻裂，因此地面显得比较破碎。只有少数保存下来面积甚小的古准平原面，大部是冰峰矗立的景观。在乌拉乌苏(河名)上游所见，主要是由变质岩及花岗岩、花岗斑岩所组成的山岭，都属现代冰川活动的地区。一般雪线高度在 3800 公尺左右。面北的山岭，水气顺着山沟的岩壁升腾上来达到这个高度，成为笼罩山峰的云雾，不时，降下雨雪。因此这里常年积雪。地貌的特征，为冰雪所割蚀的尖锐的角峰、锯脊、冰斗、雪原、石流、冻土流、重力崩落的倒石堆，和下部 u 字形的冰川槽谷等。这里也是大量的冰积和雪水的起源地。直接从冰川的融水一般并不多，但从雪原、冰碛及倒石堆中流出的水却不少。高山云雾多，蒸发量小，降雪增多，冰川伸长，水源旺盛。如天气炎热，豪雨频仍，亦能导致冰川加速融解。

(2) 古冰川作用的高山带(2300 — 3600 公尺)

这是古生代火山凝灰岩、变质岩和石灰岩所组成的山地。褶皱的幅度很大，而且在新

期造山运动时期里不断地隆起，因此剥蚀作用远远落后于构造作用，山势显得十分峻峭。这是古冰川所作用的地带。现代的气候条件，虽不能导致冰川的发生，但是面北的山坡降水量较多，冬季很长，积雪很厚，冻裂风化作用相当剧烈。山坡面有古冰斗、石流、冻土流和极为发展的倒石堆。下部有古冰川槽谷，其中满贮冰碛，侵蚀作用沿槽谷进行。巨大冰碛限制了河流的侵蚀作用。但穿过了终碛以后，河谷下切得很深。这一带内的冰碛槽谷，和年青的峡谷在形态上有巨大的差别。山坡上进行的主要是剥蚀作用，为草被所覆的坡面，剥蚀作用受到限制，但经牲畜践踏以后，往往形成高下鳞次的小阶坎。此外本带还有永久冻土的存在，阴坡沟谷里，出现坟起的土丘。

(3) 流水侵蚀特别重要的中山带(1500—2600 公尺) . . . :

本带的高度大致和森林的上、下限相符。主要由古生代砂岩、页岩、石灰岩、变质岩及凝灰岩等所组成的山岭，或是从高山直接延续下来有森林的坡面。这一带雨量特别多，迳流很强。冬季寒冷多雪，冻裂风化作用和雪蚀作用也相当剧烈。这里生物化学风化作用尤其重要。上升运动反映在深切峡谷的形态上。由于间歇的上升运动影响，在不同地段的谷地里，形成具有数量和高度不等的阶地，上面覆盖着冰水沉积物质。一般谷口上分布着倾斜度由大变小，三四个套生的扇形地。山坡陡峭，山峰尖锐，且呈锯齿状的棱脊。这一带滥伐森林是一桩极端危险的事情，可能导致毁灭性暴流的发生。因而细致地、均匀地利用森林，具有十分重要的意义。

乙、过渡的前山区可以分为三个带：

(1) 上部由中生代、新生代地层和黄土所组成的半干旱前山带

这一带是由侏罗纪、白垩纪地层所组成较低的单斜山脊。一般高度在 2000 — 1300 公尺之间。这里属于半干旱的地带，雨量显著减少，但较高的地点还有少数云杉林的存在。被黄土覆盖的坡面，由于土质渗水，缓斜平面鲜受侵蚀的破坏，但在无黄土掩护的坡面，沟谷发达，受到一定程度的切割。

在达子庙以南所见的单斜脊，和高山接触部分，为侏罗纪下部紫红色砂岩和红色页岩层。一方面因受大断层的影响而降落。另一方面因岩性较软弱而被侵蚀成东西向延展的纵谷，分隔了高山带和前山带。纵谷之内，堆积深厚的第四纪的冰水沉积物，大部为巨大的砾块，

上部复有极厚的黄土层。这种疏松沉积物，被分割得比较破碎，只有靠近高山部分原始堆积面保存较好，它的海拔高度在 2000 公尺左右。从此山脊上堆积面的高度，向北逐渐低降。

上述纵谷的前限又耸立起一条城墙似的单斜山脊，由侏罗纪灰色硬砂岩及四层夹有煤层的砾岩所组成。岩层向北倾斜达 65°，由于软硬的岩石相间，造成本带内最高的峰脊。其北为灰色、灰绿色的砂岩和页岩所组成较低的峰脊，高度大约在 1500—1600 公尺之间。其间尚有石场构造盆地的存在。更北侏罗纪地层倾度变小，约在 4°左右，由于软硬岩层的交替，发生很多不对称的纵谷。其间多黄土和砾石的沉积，但山势已非嵯峨崇峻的面貌。

向北延续到白垩纪和第三纪地层范围内，山势显得更低。东起玛纳斯河，西至宁家河，其间有三条显著的平行单斜长脊，海拔高度只有 1300 公尺左右。从南而北第一条为白垩纪紫棕色的砾岩层所组成，岩质坚硬，壁立如墙，从紫泥泉到红沟煤窑，有一大段公路是沿着砾岩墙南边的纵谷修筑的。砾岩的北侧，在西部白垩纪灰绿色泥岩沿砾岩发生冲断层，因而和砾岩层合成一列山脊。灰绿色泥岩的北翼为夹有薄层石灰岩的紫色砂岩及条带状棕紫色、灰绿色的泥岩、砂岩互层所组成的丘陵，地势很低，并多长列的沟谷。更北为第三纪红色岩层的砂岩、泥岩和石灰岩组成的砾岩夹层，造成第二列高脊，特别是石灰岩质的砾岩，质地坚硬，耸立如岩墙，当地居民在建筑上用的石灰原料都是这层砾岩供给的。以北的绿岩系和杂色岩系质地都比较松软，被侵蚀而成低丘，其间也有宽大的沟谷。紫泥泉北的上新统苍棕色岩夹有凸镜体状的砾岩，抵抗侵蚀较强，耸立而成第三列岭脊。

第三纪最上部的砾石层在北翼很低，向北倾落在山间盆地里。这一带的纵谷里都堆积黄土，其中牧草生长得很好，冬季向阳坡，积雪少而和暖，为最理想的冬牧场。

侏罗纪地层所组成的单斜脊，延长到玛纳斯谷地，都为夹有煤系的厚砂岩，亦具有单斜脊地形的特征。在红沟煤窑所见玛纳斯峡谷的上部，有四级由砾石和黄土的冰水沉积物组成的阶地。由最低的一级阶地面河谷更下切 120 公尺，而成深峡。由此推断冰期以后的上升量，是十分巨大的。由于山地上升迅速，而玛纳斯河两侧支谷水量较弱，还来不及把上部的宽大的阶地分割开来。

玛纳斯河穿过侏罗纪地层所组成的山脊带而向北流，到白垩纪的底砾岩折向东流，而成一小段纵谷，然后穿过较低的单斜脊地带。

上述单斜脊地带向西延伸止于宁家河东岸。以西缺失这种明显的单斜脊地形。在牛圈子所见侏罗纪地层所组成的向斜和背斜都经侵蚀破坏而被大片第四纪冰水沉积物掩盖起来，只有一些零星的山脊突露在上面。更西到巴音沟口，侏罗纪夹煤的地层褶皱显得很和缓，只是一种高原的形式。喇嘛庙峡白北的谷地里堆积冰水沉积物，厚度在 60 公尺以上，河道下切在这种疏松物质里而成八级阶地面，谷底尚未达到底岩。终碛前端一直推到了霍尔果斯背斜层的前缘，高度在 1900 公尺左右，这是玛纳斯地区古冰积所到达最低的地点。

(2) 中部山间纵向谷地带

这一带在构造上是前山褶皱带内的向斜部分，或被侵蚀破坏的小背斜部分，其间广泛地为第四纪冰水沉积物和黄土物质所覆盖。这些疏松物质受到雨水和雪水的分割，形成宽狭不一的谷地和高矮不一的浅丘。由于第四纪以来地面不断隆起，大河深切在冲积层下部的基岩里，并且造成数量不等的阶地。纵谷带的下部不再承受大河带来的物质，只堆积一些附近丘陵里冲刷下来的砂砾。东部卡子湾、海子弯一带，背后高山坡面上有冰斗发育，古冰川沉积特别多，黄土层亦相当厚。地面吸水力强，此带降雨少。雪水融化慢，冲沟不很发育。一般地形比较缓坦，适于发展冬季牧场的饲料基地。西部霍尔果斯河、奎屯河一带，距古冰川源地较远，冰川沉积大部限于谷底及谷侧，高平面上大部为洪积物所盖，黄土层极薄，冲沟比较发达，牧草也没有东部生长得好。

这一带也有被袭夺中断的古河道遗迹。若干贯穿北面背斜构造的干谷，都是从前老河道流出的谷口。由于这种多缺口地形条件的限制，在这里修筑水库只能选择大河的峡谷部分，因此库容不能很大。大河两岸都是不很坚固第三纪和第四纪的沉积物，有劣地和滑坡情况，加上河床巨砾、泥沙的堆积，容易影响到水库的寿命，更不能忘记这里是九级以上的地震区域。所有这一些，在建筑水库和使用水库的时候，都是必须注意到的问题。

(3) 下部由第三纪和第四纪地层所组成的干旱低山带

本带主要是几层背斜构造被分割而成的低山，高度在 1 200 公尺以下。这些低山位置在干旱区域内，因此干旱的剥蚀作用极为强烈。山顶广泛分布第四纪古老冰水沉积物，足证这些褶皱带有第四纪的隆起现象。

最重要的是东部的玛纳斯丘陵地，它的原生构造是南翼缓而北翼陡的不对称的背斜层。

由于受到纵向断层和岩性的影响，产生了四列山脊：耸立最高的南翼，为第_列南倾的单斜山脊。主为富于抵抗性的苍棕色系。其中最高主峰海拔 1250 公尺。北部是较低而较软弱的绿色岩系及杂色系所组成第二列岭脊。背斜中轴为下绿色岩组成第三列岭脊。北翼以逆断层与杂色岩接触，因而上盘坡面显得陡峭。前端杂色岩系被侵蚀成为第四列圆弧低丘，偃伏在丘陵地的北麓。

西北部为安集海丘陵地，从安集海一直延长到三道河子，是一个新近隆起的背斜构造，西高东低，主由苍棕色系砾岩系所组成。除大河切穿部分以及两翼坡面受到沟谷切割外，其余大体尚保存完整的拱形体。顶部有冰水沉积物的覆盖。

安集海之西为独山子丘陵地，系不对称的背斜构造，被奎屯河及一老河道所切断，因此成了三段丘陵地。中段隆起最高，“独山子”因而得名。它的南翼第三纪的砾石层耸立如背椅，海拔 750 公尺。上新统的砾石系和苍棕色系接触部分，由于构造及岩性差别被切割成东西两条深沟，暴雨特别强的时候，也会构成急泻的洪流。

背斜层北部，地形低坦，上面覆盖着一座泥火山，它是由松软的绿色泥沙所造成的一个巨大的圆锥体，直径大约 350 公尺。原始形态已受到自然和人为的破坏。锥体中心，有不大的火山口，目前已停止喷发，但从填充泥浆的火山口中还不时冒出小气泡。这种泥火山是沿着背斜层顶部的断裂，喷发地层深处的物质。这和贮油构造有直接关系。

丙、平原区

这是位于呼图壁与乌苏之间的天山山前平原。地势平坦，主要是河流湖沼堆积而成。上面不见有原生构造露头。地形类型，具有规律性的带状变化。

(1) 山前冲积扇及洪积锥带

包括大小不等，新老叠置的扇形地。主要由冰水沉积物和洪积物所组成，坡度变化在 3° — 1° 之间。一般老洪积扇上部，覆盖着细土，下部为很厚的砾石层，曝露在外部的砾石，特别是花岗岩砾，受到强烈的机械风化。扇面十分干燥。一般地下水只依靠有限的潜流和雪水。发源于冰峰雪山的大河如玛纳斯、霍尔果斯、巴音沟及奎屯等常年有水的大河。带下大量物质堆在山前而成现代的巨大冲积扇。河流的迳流在这种质地疏松透水性很强的冲积扇上，受到渗漏的损失，因而这里砾石层的下部，积盖了大量的地下水。

这种新冲积扇水量比较丰富，排水良好，不起盐碱化作用。扇形地下部，土层较厚，一部分土地可以辟为耕地，并有被广泛利用地下水的可能。

(2) 现代平坦的地下水露头地带

这是山前扇形地和淤积平原交接的地带。从冲积扇面渗漏下来的地下水，在这里广泛露出形成大片沼泽地。其中满生芦苇及其他水生植物。这一带土质肥沃，水分充足，为主要农垦区。将来铁路修通以后，可以发展蔬菜业及乳酪业。

(3) 古老的缓倾的淤积平原带

本带位于扇形地带和沼泽带以北。表部组成的物质是沙壤和壤土交互成层。由于山前河道位置时常移徙，第四纪覆盖层的成分和厚度，都有很复杂的变化。地下水愈向北去愈深，地表非常干燥，残留若干干涸的古河道。在河间地区，还继续有一些春季融雪水和风的作用合成的薄层沉积。唯有玛纳斯河所通过的部分，发展宽广的阶地，河道的曲流也十分发达，并有很多放弃的老河道。第一阶地水分比较充足，植被生长得特别茂盛，土壤亦很肥沃，现为牧场，将来可把未经盐渍化的一部分，用来发展果木及农业。

淤积平原的北半部气候更干，蒸发量愈大，从古淤积层中析出来的盐分，积聚在地面而成龟裂状的盐土。上面分布着盐生的荒漠植物。淤积层中的盐分，是与径流通过山区火山凝灰岩、花岗岩，及白垩纪、第三纪含盐地层，挟带一定盐分输入平原有着密切关系。平原带的土质很好，但缺乏水分，须引渠灌溉才能发展农业。同时由于土地的盐渍化，必须排出过多的盐分，因此这里需要在许多地方建立起完善的灌溉系统和排水系统。

(4) 古老淤积层经风吹扬而成的沙地带

本带是倾斜平原北部的低洼部分。这里的气候干燥，植被疏稀，风成为创造地形的主要营力。风力吹扬起古老的淤积物及少数的洪积物，而成纵横起伏的沙丘。在玛纳斯河左岸的沙丘，高度在 20 公尺以下，而右岸沙丘大部分在 20 公尺以上。沙丘类型众多，有纵列沙丘、马蹄型沙丘、抛物线沙丘、新月型沙丘、灌丛沙丘等。由于沙丘上的植物很多，一般的沙丘的移动率不大，移动的方向大致为南南东或东南。玛纳斯河西岸平原，风力强劲，沙源不多，基底平坦而坚硬，因此低矮的纵列沙丘特别发达，间距在 200—500 公尺之间。

玛纳斯河东部的沙地，沙源丰富，以横带状的马蹄形沙丘为最重要。沙丘物质的主要

来源，是古代流水作用所搬运的细粒物质，堆积在较低的地区，经风吹扬把土状物质吹到南部山区，留下沙粒，形成沙丘地形。其后河水把淤积物质，堆积到沙丘中间，风和水的沉积交替进行着。这些沙地很少用于放牧，即使有一些利用，也只限于边缘很窄的部分。大面积淤积成因的沙地，可能有希望找出直到现在还未被利用的地下水，（从淤积层中渗透过来的河水）。所有这些都说明今后对于沙地尚须进行详细调查，以解决沙地利用的途径问题。

(5) 玛纳斯河的三角洲及湖积平原

这是位置在更北部的洼地，成为内陆河的尾闾。最重要的入口河道，当然是玛纳斯河，它带来了大量的泥沙充填在洼地里，形成了广大而平坦的湖积平原。玛纳斯河在小拐以北，发展宽大的鸟趾状三角洲，其间沼泽地广布，芦苇丛生。

玛纳斯河的泥沙在湖内积载过多，往往使湖泊迁移到盆地更低的部分，因而不断地扩展湖积范围。1909年玛纳斯湖(阿雅尔诺尔)原靠近西北部齐尔山，洪积踞东南部分现已迁到更东北地区。老湖变干，露出大片积聚盐土的平原，边缘部分遗留旧日湖水侵蚀阶地，皮逐渐变枯的芦苇根。疏松的盐土，被风吹蚀而成为风蚀景观。

新玛纳斯湖长66公里，宽12—15公里，位置在依克哈克盐碱地，1909年曾是淡水的湖泊，迁到这里变成盐湖。

目前玛纳斯三角洲与老湖区都在进行油田钻探工作。河口与湖泊的变迁地区，缺乏精密的地图，而且研究得极不够。为了解决是否能将玛纳斯河的河水，引向缺水的克拉玛依区，必须进一步的调查和勘探。

三、第四纪以来的地貌发展过程

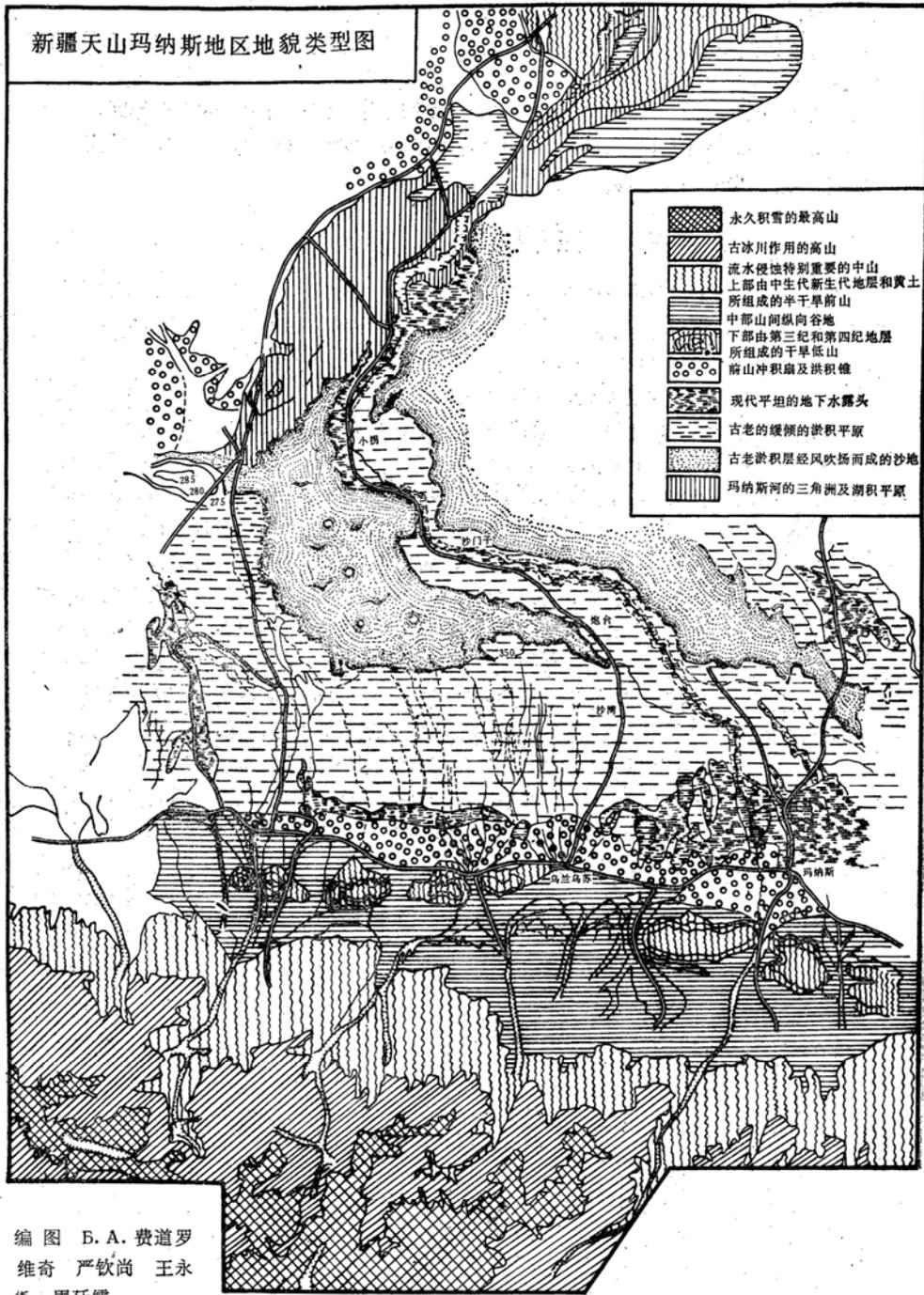
玛纳斯地区的天山北坡前缘凹陷内，沉积巨厚的中生代地层，经过上新统剧烈褶皱以后，流水进行强盛的分割。到第四纪冰期，从天山运下大量的冰积和冰水沉积物，堆积在前山宽大的谷地里、洼陷的向斜部分及背斜褶皱上。

第四纪的构造运动相当剧烈，随着天山的隆起使前山地区相对地上升。第三纪地层并有再度褶皱的现象。由于这个褶皱带的阻梗而使纵谷带里第四纪沉积保存极厚。发源于天山雪峰，巨大的顺向河流下切到原生构造基岩里，特别在冰期后下切很深。地盘的隆起量及间歇性，可由各大河的下游纵剖面中观察出来。随着顺向河的下切，山间纵谷带内的老洪积停止

增长，而老洪积物的地下水也因而减少。沿着东西走向的软弱地层，产生许多次成谷，继而发生了再顺向和逆向的沟谷，构成一幅格状水系。山前地区发展巨大的洪积锥和冲积扇，而且逐渐联接起来。这些扇形地不断增加它们的高度，因使大量的河水，渗漏并贮积在扇形地砾石的底部而使扇面河道的迳流减少。一般较小的河流就不可能直接流到北部的大湖里去，只有一部分洪水期的散流把新的淤积物堆积到古老淤积层所形成的沙丘里。例如玛纳斯东岸的莫索湾的沙地，就遗留着这种干涸不久的广大沼泽地。玛纳斯区的平原地区，沉积从天山北坡带下第三纪地层剥蚀下来的岩屑，第四纪黄土，以及古老及现代冰水沉积物中分选出来的粒级很细物质。由于这种沉积物很细而使草类生长良好，土壤肥沃，成为北疆最宜于开发农牧业的地区。至于更北的湖积平原，地下水面过高，土壤盐分聚积太多，而且是风蚀区，就不适于发展农业了。

附注：本稿原系 1957 年中国科学院第四纪学术会议所提出的论文节要。本年作者又到北疆考察，在苏联科学院费道诺维奇 В. А. Феопорович 教授的指导之下以及严钦尚和王永焱两位同志的合作之下获得更多的野外资料得以补充原稿的不足，由于时间匆促来不及和上述同志磋商，文中不实之处还是由作者自己负责。

新疆天山玛纳斯地区地貌类型图



*本文原载《北京师范大学学报(自然科学版)》1957年第2期205页--213页

新疆塔里木河中游的变迁问题※

周廷儒 赵济

一、前言

塔里木河是新疆一条最大的河流，上游为叶尔羌河、喀什噶尔河、阿克苏河和田河四大河流，从阿克苏河口到群克为止，称为中游，群克以下河道转向东南，流注于台特马湖，称为塔里木河的下游。

塔里木河的中游东西长达 400 公里，横贯在天山东麓缓斜冲积洪积平原和塔克拉玛干大沙漠之间，沿途不仅没有接纳一条进水的支流，而且它本身却分支歧出，形成一个极为复杂的水道网。由于水量一路散失渗流和蒸发沉积作用强盛，河道时常迁徙，形成一个宽达 100 公里以上的淤积平原。

塔里木河中游平原是一个未经全面开发的地区，过去曾有很多学者到这里考察过。1885 年俄国普尔热瓦尔斯基(H. M. Пуржевалский)穿过和田河和塔里木河的合流点[1]同年凯莱(Capey)和达格莱预(Dagteish)由和田沿和田河向北到达塔里木地区，1906 年英国斯坦因(A. Stein)从莎雅经其门，渡塔里木河向南沿克里雅河故道，穿过塔克拉玛干大沙漠到于田[2]并测、制出五十万分之一的塔里木地区的地形图。但以上诸人对塔里木河的形态特点，并没有获得比较明确的概念。其主要原因是由于一望无垠的平原上，除低矮的沙丘外，缺少可供鸟瞰全局的高地，河岸的道路，一般贯穿在胡杨林地或高大的灌丛里，障碍视线不可能作很多的观察；而且常有把支流当作主流的危险。1841 年瑞典人斯文哈定(Sven Heden)[3]所组织的探险队，曾用木船自上而下航行探测河道。他们对于主流的河况了解比较清楚，但对于支流的分布情形，大部凭当地人的口头报道，从而距离方向难得准确。解放后，为了全面开发、利用塔里木河及其两岸平原，曾经对塔里木河进行了考察，1952 年新疆水利厅塔里木河流域调查队[4]曾做了较为详细的研究，获得了许多资料。在此基础上，1958 年新疆综合考察队为了开发塔里木河的水利资源，派遣了一个小组，进入到塔里木河中游地区展开考察工作，虽然时间只有一个多月，所经地面有限，但由于我们取得了十万分之一的航空照片，借以得窥塔里木河中游水系分布的全部面目，并使我们的地面观察获得许多引证，同时我们访问了库尔勒专署生产科萨塔尔同志，和莎雅其门乡水利委员六十八岁高

龄的库达须同志，他们曾协助政府勘察过河道或在年轻时放牧羊群，因而熟悉塔里木河的情况。我们从他们的谈话中获得许多重要资料。我们对塔里木河中游的变迁问题获得进一步的了解。当然今后还须继续不断地开展对塔里木河的研究，更精确地查明这个地区的各种自然过程，以便有计划地开发和利用这一地区的潜在资源。

二、塔里木河中游淤积平原和邻区的区界的划分

塔里木河中游淤积平原的北部是和由冲积扇洪积扇联合组成的天山南麓倾斜平原为邻，其间的界线不易区分。最西部是巨大的阿克苏河三角洲。阿克苏河的上游，发源于冰雪雨量最丰富的西天山。汹涌的河水带来大量的冰水沉积物，在山口堆积成长达 120 公里的三角洲。顶部物质很粗大，愈向下游愈细，到扇缘地带，渗水不易排出，受到蒸发而析出盐分，形成大面积的盐滩，上面广泛分布着灌丛沙丘。塔里木河的主流叶尔羌河，从西南方向流来，受到阿克苏三角洲强大势力的阻遏，使塔里木河不得不折向东流。叶尔羌河在巴楚附近，有很多分支，把泥沙沉积下来，同时由于水量散失，人工埽坝等影响，下游段水量都由地下水供给，河水澄清而平稳，地势缓坦，曲流发达，不象阿克苏河坡降大而流水混浊河口沉积巨大沙洲，阿克苏三角洲的下部沉积物及盐土，都掩覆在叶尔羌河平原上，使塔里木河冲积平原变得很狭窄。在这里应以阿克苏三角洲，沉积物的边界作为分界。

阿克苏三角洲的东侧为塔兰河和喀拉玉尔滚河所组成的冲积扇，面积较小。以南的古老平原，承受从扇形地散失的流水积成很厚的盐土，盐土的南缘可作为塔里木河冲积平原的北界。

更东在秋立塔克的山麓，有一些很小的洪积锥在它们的前端，为古老平原，主要是由第三纪地层冲刷下来的粉红色的沙土，形成所谓“红色沙漠”（Kizii kum），但是这里有从塔里木河自然堤崩溃出来的支流一直侵入到山麓洪积锥的边缘，稀疏的胡杨林，表征老河道的存在，河岸淤积层受到暴雨的冲刷，又经风的吹扬，形成桌状地。平原的南部，亦有大片盐土，上面散布红柳沙包，仿佛茫茫白海中，涌现着无数孤岛。这个处在阿克苏河和渭干河两大三角洲之间的洼地，既为塔里木河沉积物冲填了一部分，就应把它归入塔里木河冲积平原的范围。

渭干河三角洲亦是天山南路较大冲积扇之一。它从穆札特山口向东南伸到塔里木河边。

由渭干河主流分支为莎雅河，及其尔格郎河，过去它们的下游曾向东延展很长。自从莎雅新和等沃洲耕地扩展，灌溉用水增加，下游水源枯竭，回水散失在河间洼地，以及其门以东的倍须塔克拉格(维语意为五棵胡杨树)一带的沼泽里。大量冲积扇物质的推动，使塔里木河转变为东行的方向。在莎雅县城北渭干河大桥附近，所见沉积的剖面上部为红棕色亚粘土，系由天山前山第三纪地层上冲刷下来的物质，而在新其门的塔里木河岸所见的剖面上部为灰沙，属塔里木河的沉积，下部为红棕色亚粘土，可见在三角洲边缘，上扇形地和冲积平原二种沉积物交错进行堆积，区划的界限必须定在现阶段表面沉积物的分异线上。

渭干河三角洲的东北，为库车河三角洲，面积较小。从山口放射出很多支流，其中的西支曾和渭干河合流，它的东支亦曾和渭干河平行向东流。河床淤高，其流水断续分布。它们有时被自然袭夺或人工引水灌溉草场，所以受塔里木河沉积的影响很大，因此库车河扇形地以下的古河道所经地区，都应划入塔里木河冲积平原。

库车河三角洲和第纳尔河三角洲之间的山前地带，都是一些由临时性洪水所堆积的洪积锥，在前缘亚粘土沉积带上出现沙拐枣和红柳的灌丛沙丘。一般由细沙组成的老沙丘，有被雨水冲刷的痕迹。新起的沙丘，沙质较粗，夹有云母片，系由洪积扇上吹扬下来的物质，而且常把老沙丘包围起来。沙丘之间还有临时性洪水堆积的淡红色亚粘土，干时龟裂。往南洪水流散在古老山前平原上，形成一片白色的盐滩，这里红柳消失，而代以盐琐琐，盐壳厚的地方连植物也不见生长，这个地区应划入山麓缓倾斜平原范围。

轮台沃洲所据的第纳尔河三角洲面积大致和库车河三角洲相等。山口为隆起的古冰水沉积物组成的冲积扇，前端为后期粗大的冰水沉积物所组成的扇形地。下部细小砾石为亚粘土所覆盖，这里是轮台富饶的耕地区。三角洲南缘生长琵琶柴的盐土平原上散布着红柳沙包。第纳尔河三角洲和更南塔里木古河道之间的洼地，积水成为巨大的玛巴赫萨尔湖(Mapa Kisil kol)。成为库车河和第纳尔河排水的尾闾。此湖今已干涸，变为卑湿的盐滩，其上密生红柳盐琐琐等植物。地名已改趋库克巧尔(KSkchoe，维语是“青色荒漠”之意)。湖区沉积红色土应作为第纳尔河三角洲的一部分，库克巧尔之南出现光秃的地面，经暴雨切成的桌形地形(Mesa)，低洼之处经风吹扬形成多很风坑。从沉积物的自然剖面中观察下部为具有斜交层和水平层粉红色亚粘土的三角洲沉积，其中夹有锈斑及植物根，沉积层微向东南倾斜。

上部为厚达一公尺许灰沙和薄层灰白色亚粘土的互层，表层含有(Limaea auriculania)的化石。前者为第纳尔三角洲的南延部分。后者应为塔里木河从西带来的淤积物质。有些地方还可看到由枯死的胡杨所指示的老河道遗迹。所以应把库克巧尔的南缘，作为塔里木河冲积平原的北界。

最东为孔雀河三角洲。这个三角洲，可以分成二部，东部为古老的冲积扇，因受库鲁塔克南侧新构造运动的影响，隆起得相当高，上面保留着圆砾、砂和亚粘土的夹层，圆砾受长期的风化形成碎块。西部为位置较低的新冲积扇平原，由于孔雀河从博斯腾湖流出铁门关，带出山口的泥沙较少，沉积作用微弱，因而河道侵蚀很深。主流经库尔勒折向西流环绕扇裙的边缘而形成很大的弯曲，然后向正东流到罗布泊。孔雀河曲之南，有一条英吉克河是渭干河的下游，古代塔里木河曾采取这条河的路线和孔雀河合流，注入罗布泊，目前英吉克河和孔雀河之间为盐化的沼泽地，很难区分界线。近年来孔雀河设立国营农场之后，灌溉用水增多，而使孔雀河水位降，变为塔里木河农场的排水渠，我们暂以孔雀河的南岸，作为两区的分界。塔里木河在群克以下，转向东南，已不属于本文讨论的范围。

塔里木河中游冲积平原的南部为一片大沙漠，缺少地面迳流，只有西边的和田河，在六月份有汹涌的洪水，挟带大量的细沙和亚粘土进入到塔里木河来。至于稍东克里雅河据斯坦因的考察，认为有三角洲的遗迹。可能远古克里雅河曾流入塔里木的古河道[5]，(如阿合达利亚维语远河的意义)如今已被沙漠掩盖起来，不可得见，塔里木平原的南部风沙地形逐渐过渡到塔克拉玛干大沙漠亦很难区分界线。今暂考虑将有植被覆盖的新月形沙链和灌丛沙丘的复合体，划入塔里木河冲积平原范围。无植被覆盖的大沙垄和沙山的两种类型属塔克拉玛干沙漠区，这条分界线在西部阿拉尔和东部群克都离塔里木河很近，不过 10—20 公里，而在中部相距在 70—80 公里以上。

三、塔里木河的沉积作用

塔里木河中游淤积平原，处在天山前山褶皱带和塔里木地块之间，第三纪地层最年轻的挠折背斜构造的凹陷部分。古老的塔里木河发育在这里，不断淤积填高，不断向南北摆动它的位置，因而沉积物愈积愈厚。根据物理勘探资料，第四纪的松散物沉积层，厚达 400—500 公尺。由于河道变动得很快，平原表面的沉积物，不超过二三百年的历史。近代冲积平

原包含着两种沉积相：一种是河相沉积，一种是风相沉积，它们也是交替进行堆积的。

塔里木河的流量，年变化很大，中游上段的洪水期在6—9月，平水期在10月到翌年2月，春洪水期在3—4月，春枯水期在4—5月。洪水期的流量可达1238.7秒公方；枯水期的流量只有53秒公方，至于下段洪、平、枯期，都要推迟一个月，而流量比上段要小得多，洪水期有275.7秒公方，枯水期只有29.7秒公方[6]。根据肖夹克水文站记录，洪水期的含沙量达6.5千克/立方，枯水期为0.002—0.15千克/立方，所以洪水时期的沉积作用最为强盛。沉积物的来源主要是从高山带下来的细小冰水物质，河漫滩上隔年堆积的风沙，以及由洪水冲刷河岸而崩坠到河里的泥沙。洪水时泥流滚滚，混浊不堪。河底重叠着坎坷不平的波痕在洪水下降过程中，河旁露出一部分的缓倾漫滩，水浪把泥沙推到斜坡上又折回到河里，经过重复分选的沉积作用，河漫滩上部沉积细沙，下部为细泥，而两者之间产生细沙和细泥犬牙交错的过渡带。在冲积平原的剖面中所见巨大的细沙斜交层都属于波痕的河床沉积，至于薄层细沙层夹有薄层沙土斜交层和亚粘土层，显示出河漫滩边缘的沉积特点。又当洪水下降，大面积河漫滩露出时出现静水的河汉或牛轭湖，水色变清，其中沉积细泥，次年洪水淹没又被沙覆盖起来，所以在剖面中也常看到这种沙层中夹有极细泥层。沉积特别旺盛的河道，河床填高，洪水可以漫溢到岸上来，由于水力的分选作用，岸顶首先沉积沙，愈向外侧沉积愈细，造成一条缓斜的自然堤，特别在两条河流自然堤之间所夹的低地中，常为卑湿的沼泽地或盐滩，其间沉积细小的泥土。在中游下段某些地点，这种位置分布的亚粘土层，厚度可达1—2公尺。当河道淤蒿到只能通过极少水量时，或下段由于水量减少，流速变缓，都可使曲流发达，沉积物变细，增加亚粘土的成分。在河床或河间低地，在逐渐变干的过程中，下部沙层水分下渗迅速而使容积缩小，上部亚粘土变干较慢，而在收缩时湿度较大的底面，变得兀突不平，因而在地层相交接处，发生很多空隙。地面植物的根系，一部分可伸到这种空隙中，动物在根部挖掘或雨水直接沿根部渗入，都足以导致陷穴的产生。这种陷穴小者直径数十公分，大者达数公尺，陷穴互相贯通可以发生小沟陷穴，对开荒不利，因此必须用土堵塞这些陷穴，以防止灌溉水的下渗，这种土地经利用过二三年后，即无大碍。

塔里木河中游平原上风沙的作用特别强烈。沙的动态和方向，是由于塔里木盆地北部的气流运动所决定的，这里冬季和春季，盛行由蒙古高压吹来的东北风，夏秋主要是从中亚进

来的西北气流，夏日晚间，还有从天山吹下来的强劲山风，这些风向的合力，都推动沙子向南移动。起沙的地带，和风成地貌，从南向北，也有一定发展的规律。

从北部山麓洪积冲积缓斜平原上，开始起沙，一般都是粒级较粗的沙子，有时夹有云母片。堆成沙拐枣或红柳灌丛的沙丘，盐土平原则以红柳灌丛沙丘最为发达，如遇积盐过多，或水分枯竭的情形，红柳萎枯失去固沙的能力。烈风吹蚀沙包使红柳根系暴露在外加速它的死亡，因此沙包日益缩小，甚至全部被风刮平而在更南地区形成新月形沙丘，或半绕着老的灌丛沙丘，形成一种复合体。

比较古老的灌丛沙丘，久经风化物质较细，偶遇暴雨，丘三面形成临时迳流，环着丘底切割成围抱的小沟逐渐被风扩大而成风坑。

绿洲附近的轮荒地，亦是容易起沙的地方。莎雅绿洲的南部，地面出现很多方形风蚀坑。都是因耕地没有防护林的庇护耕作过的细土，被风逐步刮走，下部细沙翻腾起来，前端受到红柳的阻梗，形成灌丛沙丘。

河流在平水期季节河床大部暴露，上面开始积风沙。到枯水时，河床很干，大风吹起河沙，堆积在河岸而成河岸沙丘。每午洪水溢上堤岸将淤积物覆盖在一部分的风沙上，这种现象，在河流侧蚀作用分解出来的沙丘剖面中可以清楚看出风相与水相两种沉积作用的交替情形。

胡杨林密茂的河岸，也有沙丘的存在，因为胡杨林冬季落叶丧失了防风的作用；但亦须指出胡杨林中也有在胡杨林未生长前，早已存在的老沙丘。新河两岸沙丘更容易发育常有新月型沙丘和灌丛沙丘混合起来的综合类型，这种沙丘的移动威胁着农田住宅。

干河床分布地区，地下水降低，河岸平原上的植物相继死亡，形成光板地面，风沙最易活劫，这里常见新月沙丘或新月型沙链，也有少数复合的抛物线沙丘。它们常受不同风向的影响而形成叠置的复合体。

大体来说塔里木河以北灌丛沙丘为主，塔里木河以南灌丛沙丘和新月型沙链的综合体分布较多，更南新月型沙链掩复了古沼泽和古河道，临近塔克拉玛干沙漠聚沙愈多，形成巨大的综合新月型沙垄和金字塔型的沙山。高达 100 到 150 公尺。

四、塔里木河的变迁原因

塔里木河是一条动荡不定的河道。它的变迁原因，主要是由于泥沙沉积作用快速，河床容易淤高，不能容纳洪汛时的流量，往往突破自然堤而改变它的流路。一般较老的河段，发育曲流，使一部分洪水流速减低，因流水一部分能力消耗在磨蚀河曲的凹岸中。如果曲流的后半部发生缺口，向着逆坡降的方向冲出的支流，流程很短，或只发生舌状的小型冲积锥，如果缺口发生在曲流的前半部，则支流顺坡降延伸而和主流平行。等到主流沉积过多，洪水不能畅泄时，全部水量倾泻在支流里变成一条新的主流。

新的主流，河身比较平直，流速较大，在一定时期内进行侵蚀作用，同时侧蚀力加强，河幅变宽。到一定阶段河道逐渐开始弯曲，借以延长它的流路。因使流速变缓沉积作用转趋强盛，等到填高河道又将改变到另一条新河里去。所以塔里木河在流量、坡降和沉积物三者之间的矛盾情况下，各个河段不断改变它的位置。塔里木河的主流改到新河道以后，侧蚀作用十分强烈，根据莎雅新其门水文站的资料，1957年洪峰前河道断面的幅度为285公尺，汛期后重测为358公尺。1958年汛期后同地点的幅度扩展到413公尺。每年河幅增加到55—73公尺，速度殊足惊人。由于侧蚀而发生了岸崩现象，特别是土层上部为亚粘土，下部为沙土的地段，极为严重。下部松沙受侧蚀作用而被挖空，上部亚粘土或粘土不能支持重量时，就大块崩落在河水里，发出巨大声音。洪水季节，在不到三百公尺的堤岸范围内曾观察到每分钟崩落达九次之多，且有很多胡杨和红柳随浊波下流。此外向南凹曲的宽河，起大风时，受巨浪冲击，也易发生岸崩。冬季晚间河岸壤中水冻结，次日中午强烈阳光使其融解，松动了土层而使河岸崩裂下坠。这种岸崩现象，不但增加河水的含沙量，而且促使河岸后退，容易导致河流的改道。有时触及支流也会引起抢水的现象。

人工开渠灌溉草场，或引水播种作物，亦为河道变化的原因。当地居民在主流上方掘口子灌水到老河道里，那些口子逐渐被扩展成为大河，有时主流也会放弃自己的河床改流到古河道里。

塔里木河中游的变动，主要由于上述沉积原因。但此外另有两组矛盾势力，使河道变动的规律更为复杂。天山前山带现代新构造运动使山麓洪积冲积缓斜平原隆起，可以迫使塔里木河向南摆动，如果新构造运动暂时宁静，南部平原淤积和风积加厚，使地势抬高，则河系又可向北迁徙。此外地球自转影响河流偏右(北半球)，和北部大三角洲间洼地对塔里木河水向左

吸引的矛盾势力也有一定的影响。根据最近河道变迁历史和航空照片的判断，南部平原的沉积加高和洼地的吸引两种势力颇占上风，因而现阶段的塔里木河是由南向北变动的。

塔里木河现代流水作用过程迅速地变化，也引起了平原上景观快速的改变。在这荒漠上生长的植物，全靠地下水生活。灌木为这个荒漠地区的基本群丛。只有临近通过流水的河岸，有较密茂的胡杨林。林下也有红柳、野麻、芦苇所组成的下层植物。林地积有枯枝落叶层，土壤发育为沙质很强的胡杨林土。林带外侧地下淡水减少，成为红柳、玲珑刺群丛或纯红柳生长的地区。夏季塔里木河水升高，地下水透过自然堤渗留到这里；冬季河水下降，相反有地下水回到主河里去。所以在这一地区，发育盐土化草甸过程或沼泽化过程的土壤。愈向外侧的冲积平原，地下水位愈低，红柳生长不良，已有一部分枯死，成为稀疏群落，间有矮生芦苇、黑刺、骆驼刺等。土质干燥，发育轻度盐渍荒漠化草甸土。在更干燥条件下，灌丛沙丘上的红柳，死亡更多，沙丘间地面光裸，或只生少数盐生草和骆驼刺。土壤发育为荒漠化草甸土，或龟裂土。在地下水下降得更低的情况下，红柳琐琐都逐渐枯死，沙丘被风吹蚀得七零八落，形成一个强烈的风蚀地区。

以上所述为一般河岸景观递变的特点，某河道迁移，地下水随之引退，上述景观递变的规律，受到了破坏。被遗弃的干河两岸，荒漠化过程迅速展开，河岸胡杨林下的芦苇，首先枯死，继以红柳等灌丛。林下地面变成光板地，再过一个时期，胡杨枯萎，最后成为矗立在干河旁桠枝蜷曲的枯木林，到这时风沙完全占了旧日青葱的林地。干河床已发育为龟裂土，它的剖面里，还存留着芦苇根锈斑及 *Limnaea d Planorbis* 的遗体，表征昔日河漫滩上进行过草甸过程。至于干河道的外侧，无庸说荒漠化的作用更趋强烈。

新生河道所经过的地区，原来进行荒漠化过程，这时很快转变为草甸化过程，或沼泽化过程。两岸平原上的植物，又重新按上述递变的规律，繁殖起来。所以河道的年龄，可由河岸分布的胡杨是幼林、杆林、壮年林、老林判断出来。但亦须注意到新河道穿入废弃不久的干河道，因而产生断续分布的胡杨林。了解这种景观递变的规律对于营造防护林带及其他改造自然的措施具有十分重要的意义。

五、塔里木河中游变迁历史

关于塔里木河流域最早的实测地图，当推 1755(乾隆乙亥)年何国柱等“分道测量”[7]，

而在 1863 年(同治二年)所镌印的“大清中外一统舆图”在这图中简略地表示出塔里木河的水系分布情况。图上在阿克苏河和葱岭东河西河交会的地区(和田河的东西两口)出现一巨大沙岛,可见当时和田河的水量比今天大,两河都可行船。这个沙岛即现时的阿拉尔地方,按维吾尔语阿拉尔就是岛的意义。今名存而实际已变为河北岸的冲积平原(一师农场指挥部所在地)。当时塔里木河向东沿着北纬 $41^{\circ} 30'$ 流行,是和渭干河下游符合一致的。那时渭干河是塔里木河供水的支流之一,下游和孔雀河合流,直接入罗布泊,可知二百年前塔里木河中游的位置偏向冲积平原的北部,此后逐渐南移到今日被湮没在沙漠里的阿合达利亚为止(Ark Darya)。阿合达利亚维吾尔语是遥远的河流,据库达须老人谈该河近百年来无水,可见最近一百年内塔里木河是向北摆动的。而且已转回到两百年前的原来位置

最近百年来的河道变迁可分三段来叙述:

①从阿克苏河 121 到哈得冬(Khadadung)的上段

和田河以下分出二条古河道,即阿昔克河(Atschik Darya)。维吾尔语是“苦河”的意思。和库鲁克河,(Kruk D. arya)维吾尔语是“干河”的意思,库鲁克河的下游即卡巧立克河,它和阿昔克河之间还有库玛尔立克和乌哈尔立克两个分支,在下游会合称头盖立克河和卡克特河相接。这些河道根据斯文哈定的记载都在 1882 年变干,1897 年还有水留存在潭里,以后完全干涸,上游河岸分布着胡杨林,并有红柳骆驼刺等植物,下游全是沙包,可以隐约看出河道的遗迹,胡杨已枯死,只有萎枯的红柳。阿昔克河以南,一片沙丘,不见树草,偶遇雷雨的年份,沙地上生长一些盐生草(Halogeton)少数牧人到这里放羊群或者猎人前来狩猎野骆驼。

阿克登附近的塔里木河在 1894 年南岸决口产生新河道,逐渐加深加宽,到 1896 年完全放弃老河道,两岸边有密茂的胡杨林。到 1899 年老河道全干。本段在最近 60 年内没有很大的变化。至于更南的拜西普会河为由托克鲁克地方,塔里木河分出的支流,到库克玉尔滚重新归入塔里木河,自从 1928 年以来无水,两岸胡杨还生长很好。

塔里木河的北岸在大吾斯定一带,分出数条支流,进入阿克苏三角洲和渭干河三角洲和阿克苏三角洲之间的洼地,其中一条支流向东北流和来自喀啦戴尔塔克的河道相合,东流经秋立塔克山麓洪积锥前端东受渭干河三角洲之阻,折向南流,散失在沼泽区里,后来

达条河逐渐淤塞，水源枯竭。解放以后，利用淤塞的老河道挖掘水渠，引塔里木洪水，浇草场灌溉莎雅四区的水稻，洪水降落时，变成不连续的湖泊。

塔里木河中中游上段的特点是坡降和含沙量均较大，沉积物以沙为主，河道在河床内摆动剧烈，因此河漫滩发展极宽。在洪水期内，河水面积增大，水量的渗透和蒸发均大，到枯水期情形相反，河漫滩上盛长拂子茅(*Clamogrostis*)，河岸上没有洪水漫溢现象，所以芦苇生长很少。

②从蛤得冬到沙依拉克的中段

在蛤得冬稍下游，即分出卡卡特河，为1909年以前(距今49年以前)的老河道，亦是新坦因考察队测图时的塔里木河主流。它的下游分油木洛克(Yumoluk Darya)和奥干河两支，都归入最老的塔里木河，亦称叶尔羌河(可能是阿合河的下游)。下游到群克和现塔里木河相接，叶尔羌河自1897年以后，水量减少，不久即告枯竭，目前河道在很多地段，已被沙包埋没，痕迹莫辨。

奥干河是从卡卡特河分出来的古河道，过上学堂分为两支，北为奥干河，南为阿其克河(和上述阿昔克河有关)，后者穿过意勒得窝肯湖(Yilba akin k0i)，到下学堂重会渭干河。据说在1836年以前(距今122年)塔里木河都曾利用这两条路线，洪水时还可通行舟楫。阿其克在1869年变干，最后在1884年(距今74年前)还有小股洪水进入。现时阿其克河在意勒得窝肯湖东南，已被沙丘掩盖了一大段，就是湖沼本身，亦被平行的条形沙丘埋没得不能区别轮廓了。

老奥干河(Ko~a Ugen Darya)是塔里木河南徙过程中所遗的老河道。在1854年前，当地居民看见它流行在胡杨林里。1860年在库克库尔(青湖)，突破南岸，出现新道，逐渐固定流路，老奥干河于1869年断流。当塔里木河在哈沟冬进入渭干(即英吉克河)河时，南边的卡卡特河变干，新奥干河也无水，但在它的上游分汊处又冲开了一条新河道，名为阿克亚苏克河(Akya—suka Darya)，经过噢带湖(天鹅湖)，利用奥干河的老河床，到下学堂和现塔里木河相接。廿年前噢带附近沃洲居民很多，由于阿克亚苏克河口堵塞，河道断流，噢带即无人烟。奥干河下游，干河道极宽，芦苇已枯死，红柳疏布，古河床上生长野麻和鸦葱。其间细小的河道呈极度曲折，少量的水分，孕育一些盐生草。平原出现，许多风坑，南岸排

立着成行的大沙丘。

现塔里木河的北岸，最重要的河道为渭币河，亦称穆札特河，下游亦称英吉克河，（维吾尔是狭河的意思）原是塔里木河的古道。塔里木河南移，它不能单独供水，断续有水，等到塔里木河北迁，重新纳入古道，其中有一段称恰阳河，意为蝎子尾，象征河道弯曲如蝎尾三十余年前，塔里木河改流在哈得冬到塔里木之间的退退尔河，恰阳河即被遗弃。塔里木大坝以下，有名扎依河，当 1924 年以前，塔里木河曾由此流到奥干河。由于泥沙淤高，和人为筑坝的关系终于 1927 年塔里木河大部分水量转向东流入拉依河，这是一条由沟渠扩大的河流，长达 120 公里，以混浊得名（拉依河意为泥河）。扎以提河以下河道干枯，使下一游铁千里克一带缺水灌溉，1952 年在拉依河口上，筑塔里木大坝，把水归回札以提河，形成滔滔大河。而来依河变干，只有上段有少数水潭积水，居民利用它来种瓜。

塔里木大坝西面的北岸有二条长达 80 公里以上的支流，一名沙基列克，一名艾山阿基克（又名库恰克）。它们原来是库车河的下游，水源极少，由于居民欲灌溉草湖乡及以东的草场，开辟了塔里木河上的口子，把洪水引进来利用灌溉。洪水期草湖乡形成绿波荡漾，胡杨曳影的巨泊，这些支流实际用来灌溉的水量很少，而浪费得很多。两条支流会流注于布尔格湖，最后流入孔雀河。

大坝筑成以后，洪水将坝下北岸的乌布脱河冲刷得很宽，乌布恰布脱维吾尔是洼地的意义，是一个相当潮湿的地区。这一条支流最后通入恰阳河故道。

大坝以南塔里木河派生一条支流名塔洛夏河，夏季有水灌溉英曼里一带的牧区。英曼里是一个“新村”，1946 年建立。由于塔洛夏水源不足，居民在春季去小学堂种小麦，平时留在村里放牧。

现塔里木河在这一段里的特点是河流坡降减少，分支增多，流量分散，泥沙含量大，沉积的速度增加，从代思坦、森木里克、库克玉尔滚，到帕可达玉尔滚，最近 30 余年来无大变动，河岸不高，洪水可以漫溢到平原上，所以这里有条件作为芦苇割草场，用来饲养库车羔皮羊。

③从沙依拉克到群克的下段

沙依拉克以下，塔里木河的水量分散在广大的洼地里，由此到群克之间分支极繁，变化

无常，主要河道有四：自北而南为拉依河、恰阳河、阿拉河(又名艾契兹河或称老张河因汉族张姓淹死在这里，维族为纪念他而命名)，南为奥干河，即现在的塔里木河。三条河都依靠塔里木河分水涵养。其间有无数人为发掘的口子，互相沟通。拉因河东南流向陆碌湖，在群克附近进入塔里木河，所经是一些草湖地区，阿拉尔河沿着恰阳河北岸条形沙包带曲折东流，与恰阳河会合。恰阳河为渭干河的下游，在羊吉巴扎已变干枯，渭干河的尾水达此断流，在依民卡克地区，恰阳部分河段为塔里木河所夺，在大坝北面也是断断续续，一段有水，一段干枯，有水的河段是塔里木河冲开的沟渠，来依河艾沙吉等河都穿过恰阳故道。胡杨林指示故道的遗迹。下游接纳诺兹尔河，从塔里木河引来的水源，下游为英·吉克河，流经群克，为注入罗布泊的塔里木河古道。

奥干河(通过称渭干河应和北部的滑干河，有所区别)为现塔里木河利用泄永的河道，在沙拉达木以东北岸有加各尔河北通恰阳河，下段淤塞转向东南归入塔里木河，到1953年发展为曲折的新河道。在英尔瓦提地段塔里木南岸，分支为卫尔买克河，流向正南，它的东侧和塔里木河之间为河间洼地，卫尔买克分一小支流其间，中途停滞其库湖。克其克湖等串珠形湖泊，最后归入奥干河。塔里木河在小学堂和奥干河合流向东到群克之南，折向东南流，沿途分支频繁沼泽纷纭。

下段的河流特点，为地势低洼，水流分散，河岸沼泽，有如蛛网，河道变得细小，没有固定的洪水槽，汛期洪水漫流。自然堤上为细沙，或沙壤，分布胡杨树。河间洼地，沉淀细土，常积水为湖泊，其中遍生芦苇、香蒲等植物。冲积平原盐渍化弱，宜于开垦，现时仅利。

六、改造塔里木中游水系的意见

塔里木河中游的基本问题，在于河道时常变迁，流量变化太大。要这条河能为生产服务，必须设法变更河流的自然状态，使它成为一条完全受人控制的河流，以便有计划地来开发两岸的土地资源。如果目前立即设计农场，安排灌溉系统，将发生一系列的困难问题，小则龙口被洪水冲毁或淤塞不能引水，大则河道他徙，一切投资都归无用。为控制塔里木河的洪峰和调节灌溉水源，必须建筑一系列的水库，没有这些，就很难保证开发计划的实现。除在流量最大的阿克苏河上游建筑水库，拦蓄冬季余水及洪水期的正常洪水外，在阿克苏河与叶

尔羌河合流处建筑存沙库和水库，以减弱含沙量，至于渗漏问题，在水库贮水一二年后淤泥加厚，即告无虞。根据阿姆河沙层上筑库的经验，淤泥填积后，用钻探法查明库底，并无渗漏迹象。

和田河的上游为昆仑山北坡的黄土区，下游通过大沙漠，因而带来了大量泥沙，今年一次洪水，曾把新辟的南干渠淤高了两公尺，如果听任洪水泄入塔里木河，势必增加塔里木河的含沙量，应当在下游选择适当库址截沙放水，可以供应塔里木农场一部分水量。

以上水库建筑完成后，无疑能取得杀灭洪峰调节流量，缓和塔里木河的沉积作用，加强河槽的侵蚀作用，至于塔里木河中游下段用水的调节，犹待于在塔里木河沿岸再辟若干平原水库。

水库建成以后，可以降低河流的侧蚀作用和岸崩现象。但河水转清，下蚀作用转剧，河岸土层结构疏松，仍易崩坠，仍须人工护岸免除增加河水的含沙量，最好的办法，是砌石护堤，但平原缺少石料只能就地取材，用红柳胡杨夹以沙包来阻遏岸崩，是经济有效的措施。根据塔里木河的侧蚀规律来看，不必全部都须护岸，主要在：①龙口分水和自然分支的地点；②在两股水合流产生漩涡的地点；③凹岸和凸岸的过渡地段；④改道不久的年青河段；⑤间幅特别宽大洪水季节刮大风时，河浪容易冲刷堤岸的地段，都要有水工措施，同时也应考虑护岸林的营造。

进一步应计划整理水系与渠道，借以减少流量的散失，堵塞一切自然排水的支流和浇灌草场渠道的口子，重新安排草场的耕地，并合理地布置灌溉系统，河道过于弯曲的地点，应截曲取直，保证下段有一定的流量。

参 考 文 献

- { 1 } Н. М. Пржезальский: От Кульджи За Тяньшань и На Пью-Нор, Русское Географ. Общ. 1947 Москва.
- { 2 } A. Stein: Innermost Asia, Oxford 1928 Vos 1
- { 3 } Sven Heden: Scientific Results of a Journey in Central Asia. Stockholm 1899—1902 Vos 1
- { 4 } 塔里木河勘察报告, 新疆水利厂, 1955年
- { 5 } A. Stein: Serindia, Volv. maps oxford 1921.
- { 6 } 根据不夹克和新业门两个水文站的记录
- { 7 } 大清中外壹统舆图, 同治二年板藏, 湖北抚署景恒楼, 同治二年

西昆仑北坡及其山前平原修建水库的地貌条件※

一、水源调节的必要意义

位于塔里木盆地和藏北高原之间的西昆仑是一条耸立在荒漠地区的干燥性山脉。它作北西西走向，山脊平均高度为 6000 公尺，很多高峰上升到 6 700 公尺，而个别高峰则达 7009 公尺，甚至更多一些。北麓山前平原的下部尚有 1000—1400 公尺的海拔高度。位置在平原上的绿洲，大部处在北纬 37° 左右，夏季气候炎热，积温达 4000—4 500℃，无霜期在 180—240 日之间。绿洲的热量资源丰富，无疑对发展暖温带的灌溉农业极为有利。这里可种植棉花、小麦、玉米、水稻和各种水果。表示冬季寒冷程度和持续时间的负积温为 300°—6000℃(60—90 日)，对于喜温的葡萄、无花果和石榴在某些年份里，不埋土亦可越冬。但由于绿洲带背后的高山地区缺乏可资灌溉的丰富水源，因而大大地影响了绿洲面积的扩展。

这里提供绿洲水源的西昆仑，耸立得比阿尔泰和天山都要高，但它吸收水气的的能力，却，比它们低得多。春季从大西洋进来的湿气，受阻于苏联境内的大帕米尔，夏季从印度洋吹来的季风又被喜马拉雅，喀喇昆仑等山脉所挡住；因而使昆仑山系成为亚洲最干旱的高山地区。根据南昆仑喀拉客什高山气象站的记录，年降水量只有 23—25 毫米。这里在 5—6 千公尺的高峰上虽然也有积雪和冰川的覆盖；但因冬雪来源有限，冰雪分布的面积不大。4 千公尺以上季节性积雪的融解，对河川径流的补给，数量很小，至于 5400 公尺以上的永久积雪和冰川区由于夏季气温太低，不可能和阿尔泰山、天山一样全部或大部积极地参加河水的补给。这些有限的水量流出山口以后，一部分渗流到山前巨厚的洪积冲积层里而成为地下水，只有一部分的大河径流，可以流到距山更远的平原里。在目前尚未充分利用地下水资源的情况下，各处都感到灌溉水源的缺乏，一尤其在春天的时候，平原的气温增高得很快，三月初即可播种。在春播期间，需水殷切，而平原暖空气上升到山区很慢，高山积雪未化，一直要到六月间，始有洪水下来。为欲保证山麓绿洲枯水期的田间用水，除广泛利用未被利用的地下水资源外，必须修建水库借以调节河川的径流来发展农业生产。

二、根据受山文影响的河谷类型来修建山谷水库的一般地貌条件

小帕米尔和昆仑山是在长期的地质时期里不断隆起的山脉。由太古结晶岩组成的内部山地上升最高，往往作椭圆形状穹形背斜构造。例如慕士塔格峰花岗片麻岩的隆起，海拔高达7546公尺。沿着椭圆形隆起的放射状巨大裂缝，现代的冰川进行雕刻，数十条莹晶的冰川仿佛如帽缨般地悬挂下来，成为河川的主要水源。中央结晶岩带的北侧为由古生代地槽强烈褶皱隆起的外部山脉，主要的岩层为砾岩、砂岩、千枚岩、大理岩、灰岩及喷出岩，并有大规模海西花岗岩侵入体，随着山体不断隆起而向塔里木盆地扩展它的幅度。对西昆仑山区地貌的形成最重要还是第三纪末期和第四纪的新构造运动。在这时期里，隆起特别活跃。它的隆起量可以新第三纪和老第四纪地层以及第四纪山麓沉积的厚度推测出来。这些沉积的厚度超过4000公尺，这个数字也就相当于西昆仑新时期隆起的强度。根据德台拉(De Terra)的意见，昆仑山在阜姆冰期以后，距今1万到1.2万年来，已增加高度1200—1500公尺。

由于西昆仑山脉强烈的隆起，山地的剥蚀作用进行特别剧烈，前寒武纪的地层，突露地表，海西花岗岩到处秃裸，地表呈现隆起的拱顶，山坡特别陡峻，河谷深切，晚期上升运动剧烈的标志，还可以一般超过5500公尺高度的垭口观察出来，因为切割程度还远远落后于隆升的强度。特别引人注意的是西昆仑似乎在地质历史时期里，没有出现过较长期的宁静阶段，所以缺少象天山、阿尔泰那样宽大的准平原面，在构造方面也不象天山和阿尔泰具有明显块状断裂的特征，所以也就缺少它们所独有的菱形凹陷的构造山间盆地。山地的湖泊也不多见，即使有一些第四纪冰川所形成的湖泊，亦由于近期的上升，受到河流的分割，只留下位于阶地上的湖相沉积的遗迹，因而这里缺少可以容纳很多水量的库址。

在小帕米尔有少数古冰川形成的山间盆地，但亦却被冰积和洪积所堰塞，在这样的地区修筑水库，很容易渗漏。总的来说在小帕米尔和昆仑很理想的巨大山地库址是不多的。

昆仑山的北坡也有一些向塔里木盆地方向倒转和逆掩断裂现象，个别地点目前犹在活动之中。例如阿图什、康苏一带时常发生地震，震级可达6—7级。策勒努尔区的衙门，15年前发生地震，使冰积和覆盖的亚沙土，发生裂罅，宽达7公尺，烈度可达9—10度。因此建筑水库时，亦必须慎重考虑到地震的强度问题，以便提出有效的防震措施。以下分析在山文的河谷类型和建筑水库的关系。

1) 简单的横谷：这是由发源于外部山脉北坡的河流所形成的一种河谷，它们常和山脉走

向垂直或斜交。例如尼雅河、乌罗斯塘河、沙普河、塔土洪河、大木沟等都属这一类的顺向河谷。它们直接从山坡下降，切割得很深，落差很大，没有宽大的谷底。这种河谷只适用于修筑梯级水坝用来发电。很难取得调节径流的效果。就是发电也有全年流量不均衡的缺点。

2) 复杂的横谷：这是流过几列山脉的河流所形成的河谷类型。这类河谷的上段有顺软岩或构造线发生的次成谷，例如桑株河、普司各河、杜瓦河的上游段都有顺断层发育的支流，而于田河则有沿地层走向发育的河段。这种河谷汇水的面积较大，水量可能较前一类型更为丰富，许多沉积物都积贮在山地内部。在主支流会合以后横谷段上，河流穿过基岩，沉积物较少的地点利于筑坝蓄水。

3) 纵谷类型：这一类河谷大都是由河流顺软岩或构造线发育起来的。例如哈拉喀什河的上游，环绕着万年积雪的昆仑主峰，有大段和山脉平行的纵谷。下段在前山带中，嵌入曲流非常发育，因此河流坡降和缓，集水面较大，在下段搬运出的物质亦较细小。这种河流可在山口选择适当位置来筑坝拦水，

4) 流穿数列山脉和山间盆地的复杂谷地类型：河流从内部最高山脉流下来，水量集中在山间盆地里，然后切穿数列外部山脉下降到平原里。这种河流所形成的河谷称为复杂谷地类型。如盖孜河和叶尔羌河的谷地都属这一类型的例子。我们利用这些河流的山间盆地来修筑水库可以调节多年的径流，但从技术上来看也有一定的困难：第一，河流进入盆地和峡谷都有堆积很宽的第四纪沉积。为欲防止渗漏必须将坝址筑在基岩上，因而亦必须除去坝址上的巨厚砂砾。这项工作，投资很大，技术比较复杂。第二是计算砂砾沉积率的困难。一般水文站只计算水中漂悬的含砂量，至于河底的拖曳物质，多未计及。由于缺少这种资料，很难推算出水库的寿命，作出较具体的经济评价。

三、垂直带上的河流类型和修筑水库的条件

山地的垂直分带和河流水源补给的关系是非常密切的。所以选择库址时除考虑河谷的山文类型以外，还须注意到河流发源的高位类型和它们的作用。

1) 补给水源在古老冰川作用以下的河流类型。

这一类河流发源于中高山带，山势较低而气候干燥，河流很少受到雪水的补给。构造运动的隆起，使山坡变陡，侵蚀加剧，河谷刻蚀得很深。这一带气候相当于旱植被很少，坡面

干燥剥蚀作用进行强烈。夏季暴雨时山洪冲下来大量的沙石，而在平时河谷干涸，只有山坡亚沙土覆盖很厚，或裂隙特别发育的岩层分布地区，河流经常受到泉水的供给。这一类河流适于建筑小型发电的水库，但须特别注意泥石流对筑坝的影响。

2) 补给水源在古老冰川作用地带的河流类型。

这是发源于高山带的河流。一般山岭的高度常在 5000 公尺左右，降水的机会较多，而且是季节性积雪地带，所以夏季水源特别旺盛。河流的上段多古冰碛及泥流的分布，而下段则冰水沉积很厚。这些松散物质对于建筑水库是不利的，但另一方面亦有其优点，这些巨厚的沉积物容易蓄水，即在干季亦有大量泉水补给河流。

3) 补给水源在现代冰川作用地带的河流类型。

这类河流发源于长午积雪和冰川活动的最高山带，整个夏天冰雪消融量相当大，滔滔洪水对灌溉起了一定的保证作用。这些大河在未调节和控制以前，洪水暴发时下游三角洲上，到处漫溢，破坏桥梁和道路，有时还引起灌溉侵蚀浪费很多水量。我们首先应在这一类河谷里修筑水库，来调节更多的径流。并抑制它的破坏作用。

四、对若干已选定水库地址的评价

水工人员在小帕米尔和昆仑山里已选定了很多的库址，我们在短促的考察时间里，不可能走遍这些地真；只能就几个比较重要的水库结合河谷的山文类型和高位类型作出地貌条件的初步评价。

1) 盖孜河流域修筑水库的地貌条件的评价。(水利地址的选定见盖孜河流域水利资源普查报告)

a) $\times\times\times$ 的水利地址：这是盖孜河流域最大的调节水库，位置在高山地带，属于复杂的河谷类型。将利用 $\times\times\times$ 盆地作为蓄水库，而以盖孜河流出盆地进入山峡的口上建筑水坝。这个水库的库容很大，但是渗水非常严重。因为盆底充塞着古老的和年青的冰碛层，就是筑坝的峡谷部分也有这种巨厚的沉积物，并且在坝址的东侧还有第四纪最年轻的冰碛一直推向到谷地里。虽然河流下切得很深，但估计河床距离基岩还是很远(必须进一步钻探冰碛的厚度)。在这种情况下筑坝不使渗漏是有困难的。从峡口往下去 6 公里到木桥一段里，河谷两侧都是延绵不断的倒石堆和冰水沉积物组成的阶地，堵塞了整个谷地，因而不可能把水坝直

接建筑在片岩的基础上。我们认为只有在木桥以下 4.4 公里的地点，两岸几近垂直的片岩突露在外，不为松散物质所覆盖，两岸基岩相距一百公尺，岩性良好，适于作为坝址，可建 20 公尺高的水坝用来发电，但不宜作为调节迳流的水库。稍下游眼球片麻岩出露的峡谷段上，还有适于这种梯级开发的地点。

b) XXX 水利地址：位于盖孜河流域的中高山带，距喀什市 XX 公里。在这里盖孜河切穿了花岗岩体，它的谷坡很陡，为了修筑公路在左岸曾爆炸出高达 30 公尺的路堑，两岸之间的坝段相距 350 公尺。沿河向上游有宽阔的库容。毫无疑问，将来在此可以修建巨大的水库和发电站。我们估计河床中的冰水沉积物是相当厚的，还须经过勘探，才能判明。

c) ××× 水利地址：××× 是盖孜河的支流，发源于 4000 公尺高的山地。它的右侧支流的上源受到冰川的补给。现代冰川的下限降落到 3200 公尺。北坡还出现小片的云杉林，气候相当湿润，所以水源比较丰富。水利工作人员所选定的库址，位于距维他克河口 4 公里的地点，为一分割老第三纪褶皱带的横谷段。水库的末端为背斜层的西翼，露出由砾岩组成墙状的峭壁。前端则由红色砂岩页岩组成的另一小背斜层，其褶轴上有倾斜达 70 的石灰岩一层，厚度为 60 公尺，岩性比较坚硬，河流斩切成为峡谷。中部则为红色砂岩与页岩交替的松软地层被河流扫蚀，形成宽坦的山间盆地。就地形来看，颇适于作为一个小型的水库地址，但坝址的地质条件太差，因而减低了水库的价值。前端小背斜层在造山运动中受到强烈的挤压，而使石灰岩层上发生很多横向小断层，断面方向为 $N35^{\circ} E$ 和 $N20^{\circ} E$ 。岩石沿断面被挤压得很破碎，因而在这里筑坝，渗水一定很严重。又在左岸石灰岩层的两侧和红砂岩交接处，崩落巨大的岩锥体，如按原定计划筑 30 公尺的堆石坝，则山坡流水很易将岩锥下部挖空，因而堤坝将受到破坏。如改建水泥坝，可以免去这样的弊害，但水泥坝惧怕地震，最好用水泥钢筋筑成 20 公尺的水坝，不过投资很大，而仍难解决石灰岩的渗水问题，希望水利工程人员进一步研究。

d) 玉龙喀什河的×××××水利地址。

玉龙喀什河发源于昆仑主峰北坡的冰雪供涵带上，汇流而下，极少曲折；因此坡降很急，是一个暴流性的河道。洪枯水位相差很大，洪水季节带来大量的沉积物，使山前平原河床淤积，洪水不得宣泄，因而冲毁桥梁和田园。和田每年在防洪和筑桥的工程上耗费百万

民工。因此在山地修筑大型水库在防洪以及灌溉和发电的综合利用方面，都具有十分重要的意义。水库地址位于和田南×x x x 的低山带内，河谷西侧为由云母片岩组成的山岭，而东侧则为由第三纪砂岩泥岩组成的山岭，河流两旁分布 4—5 公尺、20 公尺、40 公尺，和 70 公尺四级阶地，其上堆积极厚的冰水沉积物，并在冰碛上面覆盖着由两旁山地移下来的不同时期的洪积物质。全部河谷宽达 2.5 公里，河床宽约 200 余公尺，河道偏向西侧，深切在片岩之中，由于底岩接近地面，水库坝基比较稳固；但水库筑成以后，巨厚的沉一积物可能有渗漏现象，如经过一个时期的泥沙淤积，渗漏程度当可减杀。筑坝愈高，库容愈大，收效亦当更宏。

五、妨碍在第三纪地层褶皱带内和山麓平原上修建水库的原因和对某些已建水库的价评

昆仑山地 在第四纪时期犹不断上升，山前新第三纪和老第四纪的三角洲和冲积锥的沉积由于受到基底隆起的影响，形成数列和山脉走向平行的箱形褶皱，形态保存得相当完整，它们都由砾岩砂岩泥岩等所组成。背斜部分阻梗了从山地冲下来的松散物质直接泻到平原里。同时也阻滞了水分的畅流，因而在凹陷的向斜部分，不但埋藏着深厚的第四纪沉积，亦贮藏了大量的地下水，只在河流切穿背斜的峡谷部分，水源相当旺盛，如果在峡口筑坝，可把山水囊蓄在向斜层的山间盆地里。但这些盆地都是土质肥沃水源富足而且排水流畅的地方，已辟成为最富庶的沃洲。如大小阿图什、阿胡、乌恰等都不能利用作水库。只能在某些背斜层被分割的洼地里可考虑蓄水。背斜岩层密度较向斜部分小而易生裂罅容易被侵蚀成为谷地。例如莱吉莎南新第三纪背斜构造的北翼，长期来被流水和风不断侵蚀而形成谷地和宽大的盆地。四周的泥质岩和砂岩构成和风蚀城一般的方山地貌。当地人民引水筑坝，利用盆地建成水库。库容不大，水深不过 3 公尺，水面蒸发强烈，水量的消耗很大。当水位降落的时候，岸旁积盐很多。春季大风，掀起水浪，把岸边松软的岩层和盐分都刷蚀到库里，因而易使水库淤塞水质变劣。这种水库条件虽然不太好，但在春播期极端缺水的情况下，对作物的成长却起了很大作用。

至于在山麓倾斜平原上找寻库址更为困难，一般砾石层厚度可达 1700 公尺，有些地区上部还覆有亚沙土层，渗漏情况严重。山麓平原随着新构造的抬升而被河谷分割很深，亦很难找到蓄水较多的库址。较老的阶地上都有石膏和盐聚积的荒漠壳，表面有多角土的裂罅一

直可通到未曾胶结的砾石层里，如果在这些地方修建水库，不但渗水严重，而且水质很易变坏。

现代三角洲或河谷平原的上部都是最好的耕作地区，只有利用下部的河间洼地来修建平原水库。这些洼地大都是盐渍地，一般库容很浅，储水不多，水面蒸发极大，而且容易提高临近地区的地下水位，加强土地的盐渍化。如疏勒县的阿克沙斯水库，可以储积 850 万立方的水，但毕竟是库大水浅，水草丛生，淤塞很快，具有一般平原水库的缺点。当然在山地水库未能投资兴建以前，这种水库亦解决了目前一部分耕地的缺水问题。

有一些平原水库是利用深切的老河道修筑的。如巴楚县的红海子、古海子、小海子等都是很好的例子。它们都能解决一部分的春播期缺水问题。当然一般老河道蓄水不多，也是这种水库的缺点。另一方面在春汛夏洪期间，必须掌握水情加强工程管理，否则，水库决口，容易造成巨大的损失。

平原水库比较适当的位置是在砾漠前缘的渗水带上，这里常是芦苇沼泽地，如果在这里修建水库，把它挖深到 4—5 公尺以下，可以贮存很多的泉水，用来浇灌下部的沃洲耕地。但须注意水库的渗漏问题，应采用放淤办法或在水库四周植树。另一方面亦须考虑沃洲的排水出路，使不致发生由于地下水位的增高而引起耕地的盐渍化。根据昆仑山麓平原的情况，沃洲前端大部临接沙漠，排水问题比较容易解决。至于水库在存水期间是否积聚苏打对灌溉有无妨碍，必须进行化验和试验，才能肯定。

• 本文原载《北京师范大学学报(自然科学版)》1959 第 6 期 91 页—96 页

新疆综合自然区划纲要※

在生产大跃进时期，新疆维吾尔自治区为发展农、林、牧、副、渔多种经营，必须因地制宜地考虑各个地区的自然特征，来适当地安排生产。研究综合自然特征的差异性和分布规律，加以区划，并分析各个区划单位内自然特征的生成和发展及其对生产有利和不利条件，以便把农业技术措施、土壤改良措施有效地应用到各个单位里来，是一种具有十分重要意义的工作。

中国科学院新疆综合考察队 1956—1959 年在新疆各地进行了综合考察，收集了大量的科学资料。考察队曾发挥各专业组的集体力量，写出了结合生产以发展新疆农牧业为目的的综合自然区划草案。笔者参与是项工作，现把这个区划的纲要提出，以供大家研究和讨论，使将来我们修正这个区划的时候，可以补充很多宝贵的意见。

一、区划单位系统和区划原则

新疆位于中国内陆荒漠和半荒漠区域里，从大到小可以划分出以下四级单位，并说明每级单位的区划原则。

1. 自然地带

这一级单位是应用生物气候原则来区划的。形成地带自然综合体的主导因素是热量和水分结合的变化，及其对于土壤和植物的发生和发展的影响；因此各个地带之内具有共同的自然综合体的特点。确定区划的界线，我们应用不易改变的活动温度(积温)，并参考土壤和植被的分布来决定。因为根据太阳辐射的能量和生物过程的结合所产生的自然特征而加以区划出来的自然地带，对于农业生产如农作物生长、动物饲养等都有直接的影响。根据上述原则，新疆由北而南可以划成三个自然地带：

I. 北疆温带半荒漠地带；II. 北疆温带荒漠地带；III. 南疆暖温带荒漠地带。

山地须视垂直带结构的谱系来决定它隶属于哪一个水平地带。同地带内的山地垂直结构中，土壤和植被在发育过程中留下了地带的烙印。

2. 自然省

自然省是在自然地带范围内次一级具有气候、土壤和植被综合特征的单位，这种特征取决于地带内某些地段距离湿气来源的远近而引起的变化。可以采用干燥度作为区划标志。在同一纬度地带内，太阳辐射热量的变化是不太大的；但是夏季降在地面上的雨水，冬季的雪盖，使热量消耗一部分在吸收水分和蒸发水分方面。因此，气温亦因水分条件的差别而有所不同(绿洲的小气候最能说明这个问题)。在干燥地区这种反映特别灵敏。

代表自然地带组合中的山地垂直系统，在新疆具有复杂的特性。比较完整的垂直结构只在迎向西风的山地具有显著高度和丰富降水量的条件下始有出现。至于背风坡或低山及向东延伸的高山，都没有完整的垂直系统。因此，进行山地区划自然省的时候，必须把水分条件、地势及坡向结合起来考虑。

3. 自然州

自然州是自然省的一部分，这一级区划的主要标志是地形，由于地形结构的一致性而产生水文、土壤、植被等自然过程的基本相似的特点。

平原地区，是在考虑地貌结合一般沉积特点的单位来区划成为一个自然州。这种沉积和地貌条件使水分和土壤具有一致的变化规律(如盐化、碱化、沼泽化的形成)。在这一区划里，同时须注意到温度、降水量、无霜期对农牧业所起的影响，并尽可能地指出地面水和地下水最合理的利用途径和一切必要的改良措施。

山地，须考虑地貌结构比较一致的部分或相关的组合部分来划成一个自然州；高山，应联系到主要的坡向；较低的山地和山间盆地，可考虑地貌构造和岩性的特点来进行区划。山区，须特别注意植被的垂直变化和经济利用的特点，因为干旱区山地以发展牧业所占的面积最大。

这一级区划对行政区制订农业生产规划时，是一种重要的参考。

4. 自然区

考虑更小的成因类型的地貌单位，同时在成土母质、土壤、植被类型方面是一致的。进行这一级区划必须注意到地貌单位内的沉积物组成和水分条件变化而发生哪些标志着对农业生产具有重要意义的过程和现象，例如盐分的累积作用、洪水作用或风沙作用等。

高山垂直系统很明显的部分，可以把反映经济利用有一致性的二个以上垂直带合并，成

为一个自然区，例如利用为夏季牧场的高山草甸和亚高山草甸、利用为春季牧场的灌木草原和荒漠草原，都可归并为林带上、下的两个自然区。垂直带不明显的中山或低山，可一以直接按地貌单位区划开来。

二、三个地带的区划标志及其反映在农牧生产上的特点和应采取必要的改造措施

全疆按照上述地带区划原则，可以划成三个自然地带。

1. 北疆温带半荒漠地带(I)

本地带的南界大体由塔城盆地的南缘经老风口顺斜米斯台的南麓，经和什托洛盖沿乌伦古河的南岸，直到阿尔泰山的东南端为止。北界为和苏联及蒙古人民共和国的国境线。根据平原热量资源，以全年 $>10^{\circ}\text{C}$ 活动积温 2000°C — 3000°C 作为区划指标，积温 3000°C 亦即和本带的南界相符。无霜期 120—150 天，干燥度 3—6，降水量 150—300 毫米，极端最低气温在一 40°C 上下，稳定雪盖持续期为 100—120 天。上述气候条件对棉花的生长和发育是不很合适的，但对春麦和甜菜有发展前途。由于土壤冻结太深，气温过低，果木虽埋土越冬，生长亦很困难。

代表地带性的土壤为棕钙土和淡棕钙土，由于春季融雪稍多，表层土壤湿度大，略淋溶现象，在 30 厘米以下有较明显的碳酸盐淀积层，接着有石膏淀积层。土壤腐殖质贫乏，向下过渡不明显。代表本带的植物是以中亚荒漠类型的蒿属(*Artemisia* sp.)为主，其中混生着羽茅(*Stipa*)、狐茅(*Festuca*)或者是假木贼(*Anabasis affinis*)和小蓬(*Nanojohyton erinaceum*)组成的群落，短命植物也有分布。从阿尔泰山山麓向南到乌伦古河南，侧的荒漠带植被组合成分中的半灌木、灌木和一年生的草本植物渐次增加，而本地带的南界可用无叶和细叶灌木(琐琐等)作为区分中亚半荒漠和亚洲中部灌木荒漠的植物指标。

阿尔泰、萨乌尔和塔尔巴哈台诸山都属于本带内隆起的山地，高峰都在 3000 米以上，表现出明显的垂直结构。山麓为干草原，向上有灌木草原、针叶林和典型亚高山草甸或草原和高山草甸。为新疆境内植物分布最为丰富而复杂的地区。由于山地接受大量从西来的水气，同时和所处地带有密切关系，温带半荒漠山地南坡的蒸发量远较温带荒漠山地南坡为低。这些有利条件促使阳坡植物得以茂密生长。当然，自然历史的原因也很重要。

第三纪初期本带平原位于暖温带的范围内，西部接近古地中海海盆，创造了滨海的湿

热气候条件。当时阿尔泰山等准平原，稍高超于额尔齐斯河和乌伦古平原，盛长着东亚类型和北美类型的森林，新第三纪强烈构造运动，使阿尔泰及本带北部的山地隆起。邻近的古海消失，欧亚大陆大气环流型式的改变，使本带气候朝着干旱性和大陆性方向发展。第四纪高山冰川规模很大。第三纪遗留下来的阔叶林，大部灭绝，北极的和高山植物由北部和西部山地移到这里。分布于高山冰川以下的地区。随着冰川期的终结，许多种属重新向上移动，同时阿尔泰山高山植物亦为北极种属所丰富，开始产生了今天的高山植物区系。这时亦有从蒙古方面迁来的植物，混生在一起。随着北方植物而至的是针叶林，带有明显的泰加性，占据了山岭的中部地段。在淋洗干净的冰水沉积物分布区，产生旱生性的草原，不但积极占领了山地，也积极占领了山前平原(C. 兀. 苏斯洛夫, 1952)。平原在第四纪时期，已变得很干燥，来自中亚的植物区系代替了古地中海区系，其中也杂有蒙古区系和北方区系，并夹有大量的短命植物，后者出现于更新世，是由古地中海沿岸荒漠植物区系的分化和盐渍化的海滨环境对它的影响而产生的(伊林, 1949)。

2. 北疆温带荒漠地带(II)

本地带位于前一带之南，它的南界是沿天山南麓经焉耆盆地的东侧顺东天山的南缘而迄边界，大体符合于 $>10^{\circ}\text{C}$ 的积温 40000°C 的界线。这一条线对于喜温作物的影响很大，此线以北棉花的早熟品种在现有的技术水平的条件下，产量的波动很大。在积温 3400°C 的玛纳斯和伊犁谷地霜前花百分率较低，而积温在 3700°C — 3950°C 的车排子、炮台、乌苏、精河等地，霜前花高，发展棉花较有把握。

上述积温线，亦是无霜期 180 天的界限，此线以北，无霜期小于 180 天，作物只能一年一熟，复播不能结实；反之此线以南的暖温带，一年均可两熟。

北疆温带荒漠的盆地中心，年雨量尚有 100 毫米，而在靠近天山麓可有 150—200 毫米，在这种热量和水分配配合的条件下，具有一定温带荒漠的景观特点。

北疆库尔班通古斯特沙漠，由于降水稍多，蒸发低，而且有一定的潜水供给沙丘，沙层悬湿水层高，植物生长较多，因此大部沙丘处于固定或半固定状态，对改造沙漠、利用沙漠具备有利的条件。天山北麓和伊犁谷地的丘陵地为黄土状物质覆盖的地方，由于雨量相当多，可以发展不需灌溉的旱作；但在南部暖温带荒漠带里，就没有这种优越条件了。山区径流的

形成对平原农业生产的影响很大。处在温带荒漠地带里的天山，要比在暖温带荒漠地带里的昆仑山同高程的径流深大得多。天山高山积雪较低，融雪较早，河流大部有春汛，对于平原春播有利。而昆仑山积雪很高，要到6月才有雪水下山。

从天山山地向平原移动的径流含有重碳酸根型的淡水，不断发生交换过程，产生矿化度较高的硫酸盐和氯化物水。因此，盆地土层中积盐以硫酸盐及氯化物—硫酸盐为主。盐土剖面的积盐情况，上细中粗，呈椭圆形态，脱盐明显，易于改良。在北部温带半荒漠地带少见积盐，但在南疆暖温带荒漠地带里积盐更为突出。

代表温带荒漠的地带性土壤为灰棕色荒漠土。它的特征是从表层开始就有很多碳酸盐的聚积，这和温带荒漠植物的分解特点，和分解产物的分布有关。腐殖质强烈矿质化，引起碳酸盐的形成，土壤湿度最大时，也就是增温的季节，因而降低了碳酸盐的溶解度。这种土壤特征是完全和地带性生物气候的条件密切结合的。

准噶尔盆地沙漠地区的植被，以代表亚洲中部荒漠的灌木为主，并出现短命植物。天山山前老淤积平原的盐化灰棕色荒漠土上，广泛分布琵琶柴，而在山麓平原的上部砾质荒漠，则以假木贼、小蓬等小灌木占优势。至于代表温带平原半荒漠的蒿属，在这里已退到天山的前山里成为垂直结构中的组成部分。天山最完整的垂直结构发生在西部高山降水量较多的北坡。垂直系统县有以下的图式：自下而上为温带荒漠(山地灰棕色荒漠土)→荒漠草原(山地棕钙土)→山地干草原与草原(山地黑土和栗钙土)→山地森林(黑褐色土)→亚高山和高山草甸(亚高山草甸土和高山草甸土)→永久积雪带。天山山地森林不同于阿尔泰。天山为雪岭云杉组成的阴暗原始针叶林，最北是和寒温带分界的巴尔雷克山的北坡为界，树种单纯，林相稀疏，下木甚少。林下发育的黑褐色土亦非常特殊，首先是没有灰化作用，B层腐殖质含量多，并有弱度粘化现象，C层有碳酸盐的聚积，表现温带荒漠垂直结构的特点。

从自然，发展历史来看，也和南北邻带有所差别。在老第三纪时，这里是亚热带草原环境，今日星散于伊犁河谷中的白蜡树(*Fraxinus* sp.)、野苹果(*Malus sieversii*)、山里红(*Crataegus* sp.)等落叶乔木以及分布于坡草原中的白草(*Andropogon ischaemum*)生长在沙丘上的三芒草(*Aristida*)，都为古亚热带区系的残遗植物。上新统时，天山隆起碾高，盆地成为半封闭的状态，气候环境趋向干旱，一直到第四纪，盆地土生种琵琶柴(*Reaumuria*

soongarica)、铁线莲(*Clematis soongarica*)在亚洲中部灌木荒漠中起着重要作用。沙漠边缘分布的白琐琐(*Haloxylon persicicum*)显示受中亚荒漠的影响；而在石质戈壁上的*Haloxylon ammodendron*和麻黄(*Ephedra przewalskii*)，则又表现蒙古区系的侵入。这种混合区系的形成代表这里温带荒漠植物区系的特征，使不同于北部地带和南部地带。

天山的雪岭云杉(*Picea schrepkiana*)也是在亚洲中部山地孕育出来的土生种。在第四纪大冰期时，云杉和其他古老树种都隐蔽在低处，一直等到冰川退后才升到现有的位置。有人认为云杉叶中含有碳酸盐分，是和第四纪时生活在干旱低地的习性有关。

3. 南疆暖温带荒漠地带(III)

本地带包括南疆平原、东疆大部以及昆仑山地。平原积温都在 4000℃以上，可种中晚熟种或早熟种的棉花，产量稳定；在积温 5500℃以上的地区如吐鲁番、麦盖提则可种长绒棉。水果中除葡萄、无花果、石榴三种必须埋土外，其他不埋土，可以越冬。无霜期都在 180 日以上，作物可以复播，一年二熟。塔里木盆地中部的年降水量在 10 毫米以下；而在盆地边缘，也在 60—80 毫米以下，所以没有旱作丢去。昆仑山地径流的形成，很少受雨水补给，大部起源于冰雪区。山地冬季积雪很高，春季平原气温增高很快，3 月即可播种。在春播期间，需水殷切，而平原暖空气上升到山区很慢，高山积雪未化，没有春汛出现，一直要到 6 月间始有洪水下来。大河水势凶猛，这种暴流性雪水是形成宽阔洪积和冲积平原的主要因素。反过来，这种宽大的砾质平原，又造成水分严重的渗漏。为要保证平原绿洲的用水，必须修建水库，调节河川径流，修建干砌渠和坎儿井，以防渗漏，并充分利用潜水，扩大灌溉水源。

南疆一般径流矿化度较高，土层中积盐快速。昆仑山地距现代冰川前端 20 米即有盐斑出现。高山倒石堆里积盐很多，氯化钠可直接从山地径流带下来，因此平原土层积盐以氯化物为主。无论古老的和现代的冲积层里，都夹有古老或现代氯化物的盐壳。尤其河流通过中、新生代含盐地层以后，这种积盐作用特别强烈。现代积盐的地区，表层积盐厚而向下减少，土壤脱盐不明显，洗盐比较困难。又因土壤增温强，重碳酸根型的水转化为碳酸钠的过程进行特别快速，因而增加了土壤改良的困难。碳酸钠的出现，农业利用上必须施用无机肥料(石膏)、有机肥料和采用一系列的农业技术措施后，才能耕种。

代表暖温带荒漠的地带性土壤为棕色荒漠土。它的特点是表部具有浅灰色的荒漠结皮，和海绵状的孔隙，下层表现为，在极端干而热的条件下进行内部风化，游离出高价氧化铁，附着于土粒外围，变成红色或玫瑰色。在这一层里还聚积大量的石膏。这种土壤的形成是和极少腐殖质含量以及地表特殊的水热状况有关。

塔里木沙漠中的基本植物群落是极稀疏的红柳，形成一种红柳荒漠。由于纯沙很厚，雨量极端匮乏，悬湿水层深，虽然有潜水，但矿化度高，只有不怕盐分的红柳才能生长。沙丘缺乏植被保护，活动性大，改造较为困难。

高山山前平原棕色荒漠土上，几乎裸露或仅有少数琵琶柴和假木贼组成的灌木群落，利用价值极低。这种灌木荒漠分隔了山地和平原的牧场，不象北疆从高山到平原有四季放牧的便利。南疆沿大河两岸，利用洪水浇灌芦苇草场，形成平原独立的放牧体系。

昆仑山耸立得比阿尔泰和天山都高，但这个处在暖温带荒漠地带里的高山，是亚洲中部最干旱的山地。垂直结构极不完整，自下而上为灌丛荒漠(山地棕色荒漠土)→蒿属荒漠(山地半荒漠棕钙土)→山地草原(山地栗钙土)→山地森林草原(山地黑褐色森林土与山地草甸草原)→外部高山寒荒漠垫状植物内部高山荒漠(寒荒漠土)→永久积雪。最大的特点是荒漠上升到 2700 米。森林分布是不连续的，主要分布在西部较阴凉而湿润的斜坡上，本身带有疏林的性质。同高度向阳的干热坡面上，森林概不存在。高山草本植物的草原化性(旱生性)常为垫状灌木带所代替，这种情况只见于略能接受水气的外部山地，至于靠近西藏高原的内部山地，石质荒漠上升得很高，可以分布到接近现代冰川的地方，在那里到处可见到焦黑的岩漆，几乎不生长植。

南疆库车凹陷中代表老第三纪陆相沉积的下部红色系夹有泻湖沉积，中含盐和石膏。叶尔羌凹陷中，亦有海相和泻湖相含石膏岩系。这些都说明当时那里具有亚热带草原或热带荒漠景观的特色。代表新第三纪库车系的植物群中包含有诺林杨(*Populus nori-ni*)、小叶榆，它们的出现都和当时的地下水供给有关。推论当时的气候条件已和今天的暖温带荒漠没有很大的差别，充分说明新第三纪是那里气候变化的转折点。但由昆仑山前平原堆积深厚的石膏、盐壳，以及昆仑北坡广泛分布的亚沙土没有受到淋蚀和冲刷一点，可以证明从上新统以来这里从来没有出现过湿润环境。

三、北疆温带荒漠地带内山地自然省和自然州的区划及其自然特征和经济意义

新疆最北部的山地包括阿尔泰山、塔尔巴哈台和萨乌尔山地，它们属于古生代地槽褶皱山脉。第三纪时曾一度准平原化，上新统以来断裂隆起，形成梯级升高的地垒式山地。阿尔泰山作西北—东南走向，在我国境内只占据一个不太宽的南坡。按其自然特点可以分成两个省：

1. 阿尔泰山西北自然省(IA)

这一省面积很小，从国境到布尔津河上游的喀纳斯谷地为止。这是阿尔泰山的最高部分(奎屯峰 4356 米)，适当寒潮和西风之冲，降水量丰富，干燥度在 2 以下。虽然纬度位置偏北一些，但总辐射量并不比东南部减少太多，可是由于土壤湿润，吸热和蒸发，大大降低了热力条件。山地雪盖较厚，夏雨丰沛，植被较密，春季河流涨水，平水位落差比东南部分小，含沙量不大，封冻期较长，水能蕴藏量丰富。泰加型森林带从西伯利亚平原沿阿尔泰山(苏联部分)向东南逐步提高，一直到我国境内的喀纳斯谷地为止，构成中山带的森林。林下藓苔生长密集，并有极厚的枯枝败叶层；加以土壤湿润，阻碍土层通气，一般草本植物生长困难，树木种子亦难入土发芽，因而妨碍森林更新。土层中有机酸活跃，灰化作用强烈，产生缺少营养物质的灰化层。森林隐蔽性强，食物较富，有利于森林动物的繁殖，其中珍贵的毛皮兽具有重要的经济意义。森林以外的草甸和草原，以属于西伯利亚型的双子叶中性植物为主，禾本科种类很少，因此草场价值没有东南部分高。山麓栗钙土带，由于雨水稍多，可以经营不需灌溉的旱作农业。

阿尔泰山西北自然省可以划分为两个自然州。这两个州分处于迎风坡和背风坡，降水有明显的差别，反映在植被分布上、景观特点上都有很大的分异。现在只说明南坡喀纳斯州的自然特征。

喀纳斯自然州(IA1)：这一州里有很多高峰隆起在雪线以上，多万年积雪和冰川。一般高山有开展的准平原面，广泛分布着高山草甸和亚高山草甸，成为最理想的夏季牧场。但这里积雪可以延长到九个月，这种坦荡地势，比较山链更有利于冷空气的停滞，即在 7 月间犹多雪暴，因此夏牧场利用的时间很短。林带以下，低山灌木草原可作为春秋牧场，但面积窄小。冬场分布在山前平原和谷地，可容纳的载畜量亦不太多。为解决冬季饲料不足问题，必

须设法延长春秋牧场的使用时间，刈草贮备冬用，发展旱作，扩大种植饲料作物的面积。森林带内资源丰富，其中有喜湿润的冷杉(*Abies fabri*)，亦有爱干燥的落叶松(*Larix sp.*)。由于更新困难，森林过熟，应适当采伐；但对少数珍贵树种如冷杉、西伯利亚松等，须加以保留。某些将绝种的动物，亦须保护。林间采药、采松子、养蜂、饲养野生动物等事业，可大力发展。

2. 阿尔泰东南自然省(1B)

这一段山脉以楔状伸入到干旱的戈壁里，山势逐渐降低。由于距湿气来源地更远，雨量、积雪都减少，温度、蒸发都增强，干燥度在 2.2 以下，水热不平衡性较西北部分大得多。森林树种单调，而生长较疏，林下灰化作用和生草过程相辅进行。林内及林带以外的草地，禾本科植物增多，蒙古系统的植物渐占优势。山脉末端雨影坡面上灌木草原直接和高山草甸草原相接，没有森林带存在，显得特别干燥。一般牧场的质量很高，对发展畜牧业

特别有利。山麓地带雨较少，缺乏发展旱作的条件；但生长季长，热量较多，发展灌溉农业极有前途。

阿尔泰东南部分的南坡可以分成两个自然州：

(a)阿勒泰——富蕴自然州(1B1)：本自然州为梯级上升到分水岭的山脊，接受水气较喀纳斯自然州略少。阿勒泰年雨量为 322 毫米，无霜期为 94 日；富蕴年雨量为 259 毫米，无霜期为 95 日。垂直带结构比前一州升高 100—200 米。森林上限上升亦和雪线位置更高有关。河流的径流量减少，但冰冻期稍短。这里是额尔齐斯河的发源地。有一部分准平原面分割破碎，夏季牧场都集中在古冰川槽谷或古冰斗里。高山有大面积的富有营养价值的。草甸植物，牲畜经放牧后，迅速长膘。低山带谷地河漫滩水分条件较好，气温相当高。草本的组成和生长高大，都有利于作为割草饲料。一般冬场饲料不足，所以在低山盆地，必须发展灌溉农业，除支援当地矿业外，应配合畜牧业建立饲料基地。在这个生长期较长的大陆性气候条件下，有提高作物界限和延长春秋牧场的可能性。低山带谷地，可种耐寒的燕麦和大麦；有雪盖不被风吹扬的低地，亦可种小麦。冬季在蒙古高压笼罩之下，冷空气凝聚在谷底里，温度可以降低到 -50.8°C (富蕴记录)，为中国最低气温出现的地区。应注意牲畜在这里越冬御寒的问题。

森林在阴坡生长较好，以落叶松为主，只有少数云杉(*Picea asperata*)夹生其中。树木一般过熟，应予采伐，并宜采用水源涵养经营和人工促进更新的措施来发展林业。

(b) 青河自然州(1B2)：本自然州山势向东南低降，但平均还有 300 米的高度，湿度更小，青河站年降水为 250 毫米，无霜期稍长，大陆性更趋激烈，机械风化作用十分活跃，各种沉积物外运出去的很少。在干燥气候影响下，高山准平原保存完整。山地草原和高山草原化草甸分布面积宽广，草质优良。森林分布在申_山带峻峭的谷壁上，林相稀疏透光，林隙生长着灌木和草类。林间和林外空旷地一样，都可作为牧场利用。森林开发应注意择伐，砍除过老的树木留下青壮的树木。在陡坡上的森林，如果砍伐过度很容易引起倒石堆的移动，时常破坏森林和牧场。低山带为狐茅类草组成的千草原和小蓬羽茅组成的荒漠草原，冬天只有薄雪覆盖。牧草外观不美，但富有盐分的草类比较森林内或高山上的淡饲料更为有益。低山带内的山间盆地有利于发展灌溉农业和配种牧草。土层中多石灰，可以促使谷物成熟快；但也有霜冻现象，应选早熟品种。目前农业经营粗放，害虫孳生，宜精耕细作，和杂草及害虫作斗争。

3. 北部准噶尔界山自然省(1C)：

本自然省包括断块隆起的塔尔巴哈台、萨乌尔山地和下陷的塔城盆地及和布克赛尔谷地。位置偏西，应当为最湿润的地区；但由于山势低，不能保留水气，降水较少，汇集径流的面积不大，故显得干燥，干燥度小于 2。河流靠潜水供给，5-6 月化雪时河水稍多。山地草原一直可以分布到山顶，只有个别高峰出现较完整的垂直带，小片森林存在于阴湿的斜坡上。草原和荒漠草原所占面积最大，草质良好，最宜发展畜牧业。低地利于栽种谷物。根据地貌单位的组合和坡向，可以划为以下两个州：

(a) 塔尔巴哈台山地和塔城盆地自然州(1c1)：整个山地和盆地面向西风。塔城记录年降水量为 337 毫米，干燥度为 1.7，积温 2924℃，无霜期计 139 日。盆地天然植被为荒漠草原，夹有大量短命植物，发育肥沃的棕钙土。盆地周围火山岩、花岗岩富裂隙水，供给盆地大量的地下水。一般潜水面深度不过 4-5 米，这里可以充分利用地下水和地表水资源来开辟农田。黄土、状物质覆盖的前山带，亦有发展旱作的可能，发展农业的潜力很大。

塔尔巴哈台山为 2600—2000 米之间的中型山地，分水岭由平坦的台原原形组成，南

坡发育五级台阶地，都覆有残积物。其上生长灌木和尊康化植被，可以作为春秋牧场使用。山前平原的荒漠草原，则利用作为冬季牧场。

(b) 萨乌尔山地和和布克赛尔谷地自然外 I(IC2)：萨乌尔山是一条南坡陡急北坡缓倾的断块山脉。和南面斜米斯台之间夹有构造形成的和布克谷地。位置处于背风的部分，比较干燥。和布克年降水量低减到 166 毫米，干燥度为 3，积温为 2218℃，无霜期计 122 日。萨乌尔山的北坡，受冷湿气流的影响，植物生长茂密，南坡雨影面显得干燥，垂直带分化迅速，芋原化强烈。其中多有价值的羽茅—狐茅牧草。低山带为荒漠草原，属春秋牧场。植被生长较疏而低。禾本科种属虽然减少，但仍看一部分好草作为羊群及马群肥育饲料。这是冬夏换场必经地段，有过度放牧现象，应当建立合理的轮牧制度。

从萨乌尔山地泻落到和布克谷地的洪积扇，渗出很多泉水，形成临时沼泽地。附近平原，可以种植小麦、燕麦、马铃薯、甜薯等作物，将来可调节地面径流和有循环出路的潜水使下游垦地受到灌溉效益。

四、北疆温带荒漠地带内低地自然省和自然州的区划及其自然特征和经济意义

只有一个阿尔泰山前平原自然省。这个省是代表新疆温带半荒漠水平地带性的区域。降水条件比西部塔城盆地要略低一些，干燥度为 3—6。植被以蒿属—羽茅为主。地带性土壤属于半荒漠发生系列的棕钙土，在土壤剖面中，还可以看到盐类弱度淋溶现象。按地貌特征和距离荒漠远近，又可分成南北两个自然州。

1. 阿尔泰山前倾斜平原自然州(ID1)：这个倾斜平原地势略高，位置临近山麓，容易受到从额尔齐斯河缺口进来水气的影响。气候条件近似哈萨克斯坦。气温稍低而略湿润，植物生长较荒漠区茂密。山前沉积物大部和冰川有关，多为沙砾。土壤为棕钙土和淡栗钙土的复区。盐类淋溶过程明显。根据地貌和沉积特征，又可分为以下几部分：

(a) 东段为断块低山，上部有准平原面和剥蚀残丘，多残积碎砾，土质瘠薄，农业利用价值低，只能用于放牧。

(b) 中段为洪积扇冲积扇分布地区，扇形地下部有较细的土层。覆盖在平整的第三纪地层之上。没有盐渍化的威胁，土壤有向草甸化沼泽化过程发展，可以开垦，但须防风蚀。

(c) 西段为额尔齐斯河下游谷地，幅度加宽，除山麓扇形地可利用为旱作，河漫滩可为

冬季牧场外，大片阶地面上都为沙丘覆盖，成土过程受到抑制，利用价值不大。

2·额尔齐斯与乌伦古河间平原自然州(ID2)：起伏和缓，距山地稍远，西部受阻于萨吾尔山，水气较少，植被较疏，腐殖质的累积过程较弱，因此发育淡棕钙土。地下水位深，并具有弱碱化性质。按地貌和沉积性质可分以下三部分：(a)东段为古生代地层组成的残丘，土层薄，只能利用作冬牧场；(b)中段河间地有古三角洲冲积层，土壤进行草甸化过程，也有弱度盐渍化，由额尔齐斯河的十八堤及乌伦古河的第一阶地，可以引水来开垦；(c)西段为构造陷落的乌伦古湖，平原少，只有现代三角洲上可作农牧之用。

五、北疆温带荒漠地带内：自然省和自然州的区划及其自然特征和经济意义

1. 南部准噶尔界山自然省(IIA)

本自然省包括巴尔雷克、玛立、乌尔克萨尔平顶中型山地、和齐尔低山及以东的残余山地。位置偏南，比较北部界山干燥得多，但要比东部同纬度带的低地略为湿润一些。干燥度为3，年降水量在160毫米左右。山坡上强烈地进行机械风化作用，并不断扩大山麓砾漠面积。砾面上发育灰棕色荒漠土，其中有石膏积聚，具有强烈荒漠化特征。以下又可分为两个自然州：

(a)巴尔雷克、玛立、乌尔克萨尔中型山地和库蒲谷地自然州(IIA1)：山顶保存1600米以上的缓坡和准平原面，其上降水稍多，草本植物覆盖度相当大，外营力的破坏作用微弱，为良好牧场。上述高度以下，坡面陡峭，荒漠性很强，进行干旱剥蚀过程。经济利用价值不大。构造谷地内为半荒漠草原，流水极少，仅有小片耕地。

(b)齐尔低山及成吉斯残余山地自然州(IIA2)：本自然州位于前一州的东北部，山势低落，干旱剥蚀作用极强，坡面到处是石流及倒石堆，山麓洪积锥广泛分布，并多石膏聚积，对农牧方面很少利用价值。

2. 准噶尔平原自然省(IIB)

本自然省为相对下陷的盆地部分，全部为第四纪沉积所覆盖，气候比界山更为干燥，干燥度为4—8。本省的北界大致是以干燥度4的界线和北部半荒漠区分开来。盆地周围分布洪积冲积平原和古老淤积平原，其上发育灰棕色荒漠土，中央分布大片被风吹扬过的周定或半固定的沙丘。植被已变为亚洲中部的灌木荒漠类型。沙丘边缘地区分布以白琐琐

(*Haloxylon aegyptium*) 为主的灌木沙质荒漠，由短命植物羊草，(*Carex physodes*) 所组成的草本植被也有出现，具有中亚沙质灌木荒漠的特征。至于南部和西部砾质荒漠上，广布琐琐(*Haloxylon ammodendron*) 和麻黄，已显示蒙古戈壁荒漠的特征。按照这种更小的局部差别可划分以下 4 个自然州：

(a) 准噶尔盆地北部石质荒漠平原自然州(IIB1)：在古生代地层基础上覆盖着薄层的中生代和第三纪平整岩层，形成平缓起伏的地形。地面受断裂构造和盐化、风化作用的部分，经强烈风蚀，刻划成许多巨型洼地，和大面积的“风蚀城”地貌。南面临近大沙漠部分，地面覆有薄沙地区，荒漠性很强，灌木植物疏布，土壤朝着荒漠化过程发展，大部作为由阿尔泰山区移动下来的畜群冬季放牧之用。

(b) 艾比湖盆地自然州(IIB2)：这是准噶尔盆地中陷落最低的部分，面积虽小，但自然条件特殊，有列作州级处理的必要。主要特征为：(i) 靠天山北麓，没有前山新期褶皱带可以阻滞由山地下泻的物质和水分的移动。这段天山山势不高，缺少积雪，只有临时性暴雨，把很多泥石流型的洪积物直冲到盆地边缘。由于盆地风势强劲，洪积扇下部细小物质都被风吹走，留下粗砾，不适于农牧上的利用。(ii) 盆地是现代积盐的中心，具有强度的盐渍化和沼泽化，只有采盐有经济上的意义。(iii) 盆地地下水补给来源为裂隙水，地下水位高，下掘 1—2 米即得淡水。由于上部覆盖盐壳很厚，这种淡水的利用价值很小。(iv) 由准噶尔山门吹刮进来的风十分猛烈，有时达 40 秒米以上的速度。所以使盆地形成一个强烈的风蚀地区，植物生长亦很贫乏。由于上述种种不利的自然条件，在发展农牧业方面受到限制。只有背风的博罗他拉河的下游阶地和三角洲有盐化草甸土和草甸土，可以利用栽种棉花和谷物。

(c) 天山北麓缓倾斜平原自然州(IIB3)：本自然州主要是由天山冰水沉积物和洪积物所组成的山前平原。平原上部大多属于大河堆积的冲积扇，一般水分渗透性强，排水良好，为石质灌木荒漠，其上发育典型的棕色荒漠土。平原下部为沙壤夹重壤的古老淤积平原，地下水深在 10 米以下，分布着大片琵琶柴，发育盐化或脱盐碱化灰棕色荒漠土。两种平原交接的地带，出现地下水露头，形成芦苇沼泽地。这是扇缘草甸化和沼泽化地带，农业利用时易于产生次生盐渍化或沼泽化。天山第三纪前山褶皱带成为沉积物和水分的屏障，只有从少数

大河出口处可以把沉积物和水分输送到平原里。因此，平原沉积多细土分布。前山带以内山间平原受壅水影响而形成的地下水库，起了调节河流径流量的作用和补给山前平原地下水的作用。这些条件都对发展平原上的农业有利。目前古老冲积平，原为开垦的对象。利用这种土地必须注意要有排水设备和采用土壤改良的措施。根据山麓平原各段地貌特点和盐碱化程度，可以划分为 4 个更小的自然单位。这里不作详细的叙述。 (d) 准噶尔沙漠自然州

(IIB4)：本自然州位于盆地的中心部分，气候干热，干燥度为 4—8，大部为比较稳定的沙丘所占据。由于水分条件较好，在沙丘上生长有灌丛及草类。沙丘边缘已被利用为冬季牧场。沙丘间低地发育龟裂型灰棕色荒漠土，穿过荒漠的大河如玛纳斯河第一、二级阶地上，发育草甸土，将来可开垦利用，但须注意防止次生盐渍化。大面积风成沙漠的下垫层，是未经风吹扬的厚层冲积与湖相沉积的沙和亚砂土，其中埋有矿化度不很高的潜水。经莫索湾向西北流的老河道，或其他水流排入沙漠的河道，以及沿山前平原流动的浅层承压水，都是供给沙漠区潜水流域的水源。这种地下水资源非常丰富，可以用于牲畜饮用，放牧不必只限于有雪水可依靠的冬季。将来还可利用沙漠热力资源来发展棉花、果木和牧草，使沙漠为人类服务。

3. 准噶尔东部戈壁自然省(IIC)

本自然省位于前一自然省的东部，包括隆起的剥蚀高原和海拔不太高的荒漠性的北塔山，以及向东南陷落的诺明戈壁盆地。气候极端干旱，干燥度达 8，地面覆盖着残积和砾漠。低洼的地方有一些零星盐沼，以石质灌木荒漠占优势，生长极疏的伊林尼亚(Ilij-nia regelii)半灌木和猪毛菜(Salsala crbusula)小灌木，对牲畜的可食性很差。除北塔山垂直带上有干草原可为冬牧场外，其余都不适于放牧羊群。高原面主要土壤为石膏棕色荒漠土，土质瘠薄，又缺水灌溉，极少农用价值。根据地貌条件，可以分成较高的卡拉迈里自然州和较低的诺明戈壁自然州。

六、温带荒漠内山地的区划及其自然特征和经济意义

天山是一条活化强烈的古生代地槽褶皱山脉。两翼向准噶尔和塔里木倒转，产生块状断裂，中间出现一系列的陷落盆地。由于地势错综复杂，自然省的划分，不可能和阿尔泰山那样整齐。根据前述原则，天山可以区划成四个自然省：

1. 西部天山自然省(IID)：本自然省为西部伊犁河流域的三角形地带，谷地向西敞开，

而向东就愈形尖狭，暖湿气流得以伸入，而塔里木和准噶尔的干热空气，都无法侵进，因此形成一个气候特别暖湿的地区，所以单独将它划成一个西部天山自然省。大部可采用周围分水岭作为省界，因为这里向风和背风在景观上有明显的差别。省内年降水量在 250 — 600 毫米之间，干燥度在 4.5 以下。气候温和，很多果树和南疆一样，冬季无需埋土。伊犁河水系的河流，水量都很充足，有利于发展灌溉及发电事业，而且排水条件好，所以盐渍化情况很少。在谷地两侧低山上覆有很厚的黄土层，发育栗钙土。因为有 200 毫米以上的降水量，这里成为著名的旱作区。谷底主要是棕色荒漠草原土，河漫滩上发育草甸性土，盐化现象不明显。由于长期受人为影响，已经改变了土壤的性质。谷底主要为中亚荒漠类型的蒿属荒漠。其中混生大量中亚短命植物，而且还有古亚热带残留种属。面向西风的高坡，雨量最多，垂直系统分布比较完整。其中崆吉斯谷坡森林，在新源附近可以下降到 1 600 米。高原和高位盆地的草地占面积很广，适于发展牧业。全区矿产资源也不少，经济发展前途远大。

伊犁河流域包括几个大小不等的山间盆地。因海拔高度不同及周围山地的高度和坡向的差别，又可分为：(a)尼勒克山间盆地自然州(IID1)，山坡适于发展牧业，谷地可发展旱作及灌溉农业。(b)特克斯山间盆地区(IID1)，地势高，雨水多，除低谷可种小麦、油菜外，广大面积是丰美的草原，昭苏以产马著称。(c)伊犁谷地自然州(IID3)，地势最低，适于发展农业，只有上游崆吉斯为牧区。近年来开辟农场，成效显著。

2. 中部天山自然省(IIE)：这是那拉特和塔士卡尔塔格槽背斜隆起部分。北支向西伸出成为婆罗科努山，南支向西伸出成为哈尔雷克套。两山夹峙在伊犁河流域的南北两侧，形成一个 Y 字形。婆罗科努和稍北的准噶尔阿拉套南坡虽然位置也在西部，但由于受焚风影响，而婆罗科努本身山势很低，不能接受很多水气，积雪很少，因此北坡形成干旱的景观。精河和伊犁仅一山之隔，而景象殊异。南支的哈尔雷克套，虽然山势崇高，但位在雨影面的南坡，受到塔里木干热气候的影响，也显得十分干燥，所以把这两处和中天山联合成为一个自然省。中天山自然省的降水量比西天山省略少一些，冰雪的积聚亦多逊色。由于干燥度的增加，坡面干燥剥蚀作用加强，土壤植被的发育也随之有所变化。中天山南北坡的景观差别也很大，表现在垂直结构上是不相同的，因此进行更低一级的区划，考虑坡向十分重要。自然州的上界大致和分水岭线相符，采用坡向和地貌单位相结合的原则，可以分为以下四个自然州：

(a) 婆罗科努北坡—准噶尔阿拉套南坡及博乐他拉谷地自然州 (IIE1): 博乐他拉河的流向和伊犁河相反, 博乐他拉谷地及其邻近山区因被西部高山阻挡了西风, 使这个地区变得相当干旱。山坡上多倒石堆, 坡面发育干草原和高山蒿草草甸。森林不居重要地位只有零星分布, 土壤垂直结构不完整, 有从栗钙土直接过渡到高山草甸土的现象。山地是很好的牧场。河谷地区洪积扇和阶地都相当发达, 由于新构造隆起, 它们都被流水强烈分割。谷地火成岩和变质岩都发育裂缝系统, 因而出现上升泉(温泉)和下降泉, 河水量丰富, 草亦生长茂密, 是一个理想的四季牧场。其中亦有灌溉农业, 但无旱作。

(b) 伊连哈别尔特·博格多山北坡山地自然州(IIE2): 山势很高, 接受水气较多, 垂直带系统比较完整。高山永久积雪和冰川的面积较大, 成为北坡大河径流补给的来源。一般河谷被切割很深, 因而不可能有如阿尔泰那样宽阔的夏季牧场。中山带云杉茂密, 是一项重要森林资源。低山带山间盆地有黄土堆积的地区, 因有相当的雨量, 宜于发展旱作。天山北麓低平原冬季有逆温现象, 这一带反较低处和暖, 有利于作为冬季牧场之用。

(c) 汗腾格里—哈雷克套南坡自然州(IIE3): 本自然州为天山强烈隆起部分。高峰受西来湿气的影晌, 冰川和积雪发达, 冰川向下伸展得很低, 河流水源旺盛, 坡面被分割得相当破碎。但适当雨影面, 上下坡表现得很干燥, 荒漠带上升到 2 000 米。植被和土壤垂直结构不很完整。牧草生长条件相当差。山坡陡峭而破碎, 牧场条件亦不大理想, 但水力资源丰富。低山带山间盆地有较高的积温, 接近水源地区发展了小面积的灌溉农业。将来在这些盆地中选择适当位置修筑水库, 对于调整下游的灌溉水源是有重要意义的。

(d) 那拉特—博格多山南坡自然州(IIE4): 本自然州为中天山主干的南坡, 山脊线上虽有一些现代冰川, 但规模远不及西天山省的冰川。南坡降水量少, 冰川活动也不如北坡强烈。高山出现内陆剥蚀高原 (Syrt), 破坏程度没有西天山省那样激烈。上面发育蒿草—苔草草甸, 形成大面积未被完全利用的夏季草场。以下为强烈切割的并以干燥剥蚀为主的亚高山及中山带。这里分布着禾本科和莎草科植物, 并杂有亚高山的植物成分。更下分布着以禾本科占优势的干草原。这些都是天山最好的夏季和春秋的牧场。干旱剥蚀最强烈的低山部分, 只分布着草原化荒漠和荒漠, 利用价值较逊。更低一级的区划可考虑以下几个单位:

I. 由古生代及古生代以前的沉积岩所形成的主干山脉;

II. 海拔很高的山间盆地，如大小尤尔多斯；

II. 海拔较低的山间盆地，如焉耆盆地和达柏城盆地等。

以上地区在发展牧业和农业上都有不同意义。

3. 东部天山自然省(IIF): 本自然省为天山最东部的狭隘山脉，包括巴里坤山和哈尔里克山及其山间盆地。这段山脉显得比中天山更为干燥。4 000 米以上的山顶，可见到常年积雪，但没有现代冰川，而且很少大河发源。在这里山坡机械风化进行强烈。稀疏的荒漠植被占据了低山带，而干草原泛分布在中山带和高山带范围内，成为较好的牧场。少数西伯利亚落叶松生长在北坡的阴湿地区。位置稍低的山间盆地，可以进行灌溉农业。由于山岭狭隘，垂直结构南北的差别不大，没有必要按照坡向划分自然州，只按地貌单位区分为巴里坤山地自然州 (IIF1) 和哈尔里克山地自然外 I(IIF2)。

4. 西南部天山自然省(IIG): 本自然省是中部天山哈尔里克向西南伸长的早期海西褶皱山脉，包括柯克沙尔山和吐尔尕特山的南坡及其山间盆地。虽然位置在西南部，但在我国境内都是雨影面，所以显得很干燥，山顶仅有少量或没有积雪。荒漠上升到 2 000— 2 200 米以上。山间盆地大都分布在荒漠范围内，只有少数有山泉的地区可以发展农业。好的草场在这里亦不多见。

这个自然省的另一部分是苏联境内比较湿润的北坡，在我国境内的部分只相当于一个自然州的范围。

七、南疆暖温带荒漠地带内低地自然省和自然州的区划及其自然特征和经济意义

南疆暖温带荒漠地带内较低的平原和高原部分，可以分为两个自然省。划省的标准主要考虑干湿程度，但同时亦应结合岩性的界线、构造性质及有关的其他自然特征来综合研究。西部划出塔里木盆地一个自然省。由于偏南的内陆位置和四周高山封闭的情况，使它变得十分干燥。盆地中心部分干燥度在 5 以上。东部将嘎顺戈壁划为一个自然省。虽然位置偏东，原应显得更干燥，但由于高原地势抬高，蒸发减少，干燥度反而降低，夏季暴雨也似乎比塔里木盆地增多一些，因此表现在土壤和植被上，也和塔里木盆地有所差别。

1. 塔里木盆地自然省(IIA): 塔里木盆地在构造上是一个相对低陷的台块所形成构造盆地。河流从四周高山带下来的物质堆积在山麓和盆地中部，大部都是很厚的松散沙砾。这和东部

嘎顺戈壁隆起的古准平原面上覆盖着不厚碎砾的情况完全不同。塔里木盆地中心沉积着细沙和粉沙，被风吹扬而成大片新月型综合沙丘及新月型沙链，而在边缘山前倾斜平原，却由三角洲和洪积扇的沉积物所组成。现代三角洲的中下部和洪积锥的泉，水出露带的下部，以及大河两岸，常是绿洲所在地，农业和牧业都有发展的远景。整个盆地按较大地貌单位和沉积性质，可以分成8个自然州。

(a)喀什三角洲自然州(IIIA1):本自然州是偏在盆地最西部的一个单位，主要是由克孜河和南北两侧山地河道联合堆积而成的三角洲。平原河道分歧，不仅地表水较多，地下水亦相当丰富。三角洲的上部和中上部水分充足，排水条件好，不起盐渍，自古以来就是农业发达的地区。中下部地势降低，地下水出露，有沼泽化和盐渍化现象，下段地面水减少，风沙吹扬而成灌丛沙丘，或新月型沙链。地下水矿化度增高，局部地区出现大片盐渍地。为了扩大三角洲的耕地面积，除在山地修建水库、调节径流，保证春播时的灌溉水量外，尤须合理调整使用未被利用的地下水来进行灌溉和洗盐。克孜河砾石层夹有不透水的红色粘土层，形成了获取大量自流泉的水文地质条件，最好应作出合理用水的安排。三角洲上部绿洲须充分利用水质优良的地下水，而把地表河水让给缺水的下游绿洲来使用，因为在下游部分地下水矿化度已增高，不适于灌溉的用途。

(b)天山南麓倾斜平原自然州(IIIA2):这是承受天山河流搬运下来的沉积物而形成的山麓平原。其中包括由冰、雪、雨水混合补给的大河塑造成的三角洲，和起源于天山的临时性小河所形成的洪积锥。前者以冰水沉积为主，后者以泥石流为主。三角洲上水土条件较好，形成面积较大的绿洲，而洪积锥只能维持极小的农业据点，大部为未被利用的各种荒漠景观。这种具有差别性的组成部分，是作为下一级单位区划的依据。整个倾斜平原的共同自然特征，是沉积物由山麓向南分选愈细，而水分条件依次发生变化，反映在土壤、植被和土地利用上有明显的变化规律。河水流经前山带老第三纪地层，带下红色粘土，使平原沉积物中发生数层不透水的夹层，因而创造了有利的水文地质条件，使这里有可能应用大量地下水。河水又从山区含岩盐地层中冲下很多可溶性的盐分，和绿洲排除的次生盐分混合起来累积在扇缘下部以及塔里木河自然堤北侧的洼地里，形成大面积的盐土带。山前平原在土地利用方面，可以得出如下规律：平原上部是不被农用的粗砾荒漠，中部是排水良好的细土绿洲，而下部是

须经改良或难以改良的盐渍地。为了扩大平原耕地面积，必须在阿克苏河、渭干河、孔雀河上游修筑水库，调节水源，充分利用地下水资源来进行灌溉和洗盐。

(c) 叶尔羌平原自然州(IIIA3)：这是纵贯荒漠的大河冲积平原，自南而北沉积物有逐渐变细的趋势。土壤形成的水成性表现强烈，盐分聚积也是下游逐渐加重。水热条件宜于植棉，但土壤须经复杂改良后才能全面开发。春播缺水，亦须采取措施来调整。

(d) 塔里木河平原自然州(IIIA4)：本自然州为东西横亘的冲积平原，水分和物质的移动方向，恰和天山山前平原相直交。在洪水季节里，河流沉积大量泥沙，沉积速度很快，使河床垫高，河道易于迁徙；被放弃的河道，地下水逐渐下降，原来两岸生长的胡杨林(*Populus divesifolia*)、红柳(*Tamarix* spp.)、铃铛刺(*Halimodendron* sp.)、芦苇等不能吸到水分，相继萎枯。这时，风沙完全占领了旧日青葱的林地，土壤向龟裂土方向发展，而在改道的新河段上，水分条件的转好却使荒漠性的河岸逐渐繁殖草本、灌木和夹岸林带，土壤亦由荒漠化过程转变为草甸化过程。平原的有利条件是热量资源充足，生长期长，可垦的土地面积大，可以发展成为南疆的棉花基地。问题在于河流的流量变化大，河流时常迁移，引起自然过程的快速演变。因此必须在上游山地修筑水库，削减洪峰，调节流量，减少沉积作用，稳定河床，整理散水的支流和浇灌草场的渠道，借以保证开垦时灌溉用水。平原地多水少，目前应尽先开垦河流两岸土质较好、地下水位较低、引水便利的土地。至于外侧多沙包、陷穴和一切修渠平地有困难以及盐分较重的土地，可留作林场和牧场来使用。建立合理的排灌系统，改良土壤，改造胡杨林，都是必不可少的措施。

(e) 西昆仑山北麓山前平原自然州(IIIA5)：昆仑山融雪期的洪水很大，在塑造山前平原的过程中，堆积了很厚很宽的冲积扇和洪积锥，在隆起的现代扇形地中，埋藏了大量的地下水，一部分在渗透带上露出，成为绿洲灌溉水的重要来源。河谷及扇形地下部的细土冲积平原，可以直接利用河水来灌溉，开辟成绿洲。扇缘盐化草甸或盐土上生长芦苇，可利用为牧场，而平原上部的岩质荒漠，几乎是光裸的或仅生长少数琵琶柴和假木贼，其下发育石膏盐壳荒漠土，很少利用价值。

这个平原位置最南(北纬 37°)，夏季气温炎热，(积温 4 000—4 510¹⁰°C，无霜期 180—240 之间)，热量资源最为充足，有利于发展灌溉农业，可种植棉花、玉米、水稻、各种

水果和发展蚕丝业。但由于昆仑山地补给水源较少，而且要到6月才有洪水下来，大大限制了耕地的发展。这里的沉积物都是沙砾，不象天山山前平原那样有泥质夹层，所以很少有承压水的希望，只能在重要的河流上游建筑水库来调节径流。平原蒸发强烈，三角洲中部和下部地下水位转高处都易结盐，所以利用这种土地时，必须采取排水措施和土壤改良措施。

(f) 东部昆仑山山前平原自然州(IIIA6): 本自然州是沿东北走向的东部昆仑山分布的平原。山地隆起原不象西段激烈，因而平原坡降向东趋向和缓，分割程度亦逐渐转弱。但平原位置偏东，显得更为干旱，山上补给的雪水亦较西部少，风的作用由西向东增强，平原上积沙很厚。又因纬度位置比前一自然州高一度，因而积温也不如前一州多。这里发育的砾质荒漠土有较厚的盐壳，但石膏的累积较少。植被极端贫乏，间或出现稀疏的麻黄和琵琶柴。草原下部地下水矿化度较高，广泛分布着各种盐土，以生长芦苇、红柳为主。面积不大的绿洲，建立在现代冲积扇上。分布芦苇的盐土地，常利用为牧场。在目前缺水的条件下，农牧业在发展上受到一定的限制。

(g) 塔克拉玛干沙漠自然州(IIIA7): 本自然州为占面积最大的沙漠地区。巨型的综合新月型沙丘广泛分布，沙丘活动性亦很强。沙区雨量极少，地下水矿化度高，只有红柳等几种植物可以生长，亦可能有一部分沙丘凝固水供给植物的需要。除和田河与克里雅河两岸生长胡杨林，水分条件较好，有发展农牧前途外，其余沙漠地区须付出巨大劳动加以改造后才有利用可能。

(h) 罗布诺尔洼地自然州(IIIA8): 本自然州为塔里木盆地东端最低洼部分，具有构造下陷的成因。汇集塔里木河、孔雀河、且末河、米兰河诸水而成为罗布泊及台特马湖，是塔里木盆地现代积盐的中心。这些湖都很浅，而且常在低地烈东北风的吹蚀，形成坎坷不平的地形。湖岸不生植物，只有湖边出现盐节草和盐生芦苇。罗布泊东北第三纪沉积地区，被风侵蚀为雅丹地貌，其中夹有龟裂土分布的小盆地，景观荒凉。整个盆地在农牧业发展上意义不大。

2. 嘎顺戈壁、吐鲁番及哈密盆地自然省(IIiB): 本自然省主要为古准平原断块上升和陷落的地区。吐鲁番下陷到海平面以下，而库鲁塔克突起得很高。气候极端大陆性，降水很少，侵蚀作用微弱，而干燥剥蚀作用和风蚀作用进行强烈。除构造下陷的巨大盆地外，吹蚀

洼地和吹蚀—侵蚀洼地非常普遍。一般干涸的河床仅在夏季偶尔遇到暴雨时才有流水。河流末端形成盐沼。至于泉水多半带有盐味，很难利用。除临近天山的吐鲁番和哈密盆地水量与热量资源较多得以发展灌溉农业外，其他地区水少、风劲，难以开发。

(a) 东天山南麓的盆地自然州(IIIB1)：本自然州包括临近东部天山麓的吐鲁番和哈密等构造下陷盆地，从天山下来的水量相当丰富，盆地坎儿井特别发达。气候适于发展无核葡萄、哈密瓜、长绒棉等作物。其缺点在于低地积盐太多，必须进行排水洗盐，或采用其他土壤改良措施。个别位置适当风口的地点，风势特大，对农业也有危害性，必须营造防护林以防止风的侵袭。还可利用风力和太阳能来发电。前者用于照明和抽取地下水来扩大灌溉面积，后者可以代替当地极为缺乏的燃料。

(b) 觉罗塔克和库鲁塔克中山山地及其山间盆地自然州(IIIB2)：本自然州为地垒型平顶中山山地和地堑式山间盆地的组合体。由于地区接近天山，夏季暴雨较多，所以临时性有水的沟谷切割很深。山间盆地也有裂罅泉，可以维持极小规模农业据点。

(c) 嘎顺戈壁自然州(IIIB3)：本自然州是一片广大剥蚀残余丘陵地，其间常被洼地和纵谷所分隔，为十分干旱的石质荒漠，只在夏季有降水的机会。在多年一遇的暴雨下，干涸的河床才出现地表径流。宽谷中的盐沼和龟裂土，表征曾有流水存在过的痕迹。丘陵上生长稀疏的麻黄、琐琐和琵琶柴，有时可出现野骆驼。单个大面积的范围里，只有已知三个苦咸不适于饮用的泉水。连小群牲畜亦难在这种地区停留。

八、南疆暖温带荒漠地带内山地自然省的划分及其自然特征和经济意义

本自然省位于塔里木盆地和西藏高原之间的昆仑山，是一条位于暖温带内的荒漠性山脉。在长期的地质年代里不断隆起，它的高度比阿尔泰、天山都要高得多。但山地垂直结构极不明显，西段相对来说比较湿润，东段极端干旱，我们可以把它划成两个省。

1. 帕米尔—西部昆仑山山地自然省(IIIC)：这一段昆仑山走向北西西，中央结晶岩带耸立最高。中央结晶岩带和北侧古生代褶皱隆起的外部山脉，都较湿润，有现代冰川分布，而且在北坡阴湿处，出现小片的云杉林，古冰川亦会下降到2000米的山麓带上。至于靠近西藏的古生代地槽褶皱山地，则比较干旱，除谷地有少数植物外，大部童秃，皇寒荒漠景观。耸立在帕米尔高原上的慕士塔格、公格尔山，都有相当发育的积雪和冰川，成为克孜

河、盖孜河、叶尔羌河的主要补给来源。高山谷地里水分条件较好，分布着草甸草原，可以发展养羊、牦牛、犏牛等畜牧业。塔什库尔干盆地地势降低，具有荒漠草原景观，这里可以发展灌溉农业。

2. 东部昆仑山自然省(IIID): 本自然省为东北走向的山脉, 吸收水气很少, 雪线很里移动。湖岸积盐很厚, 经强度高, 河流水源不多, 坡面极端干旱, 高山阴坡局部湿润处有少数植物生长, 山坡下部的母岩上覆盖很厚的风成亚沙土, 山区牧草贫乏, 牧业很难发展。

在自然州以下, 新疆综合考察队已划分出 150 个自然区, 每区都有较详细的叙述。这里因限于篇幅, 只能从略。

中国第三纪第四纪以来地带性与非地带性的分化※

研究自然综合体的分异规律，必须了解它在地质史最后几页中的运动和变化。自然综合体正和所有的物质体系一样，是有其空间上和时间上的发展。我们不应仅研究自然综合体的现代过程，还应彻底揭示它们在前一个时期的形成过程。研究过去是为了了解现在，也是为了更好地预测将来。

自然综合体的形成，一方面是和由太阳辐射与地球形状所引起的地带性规律有关；而另一方面是和由非地带性的力造成地壳隆起和下降以及海陆分布而引起的变化有关。在自然综合体的形成过程中，这些规律是同时作用在地表上的，是相互影响相互联系的。地势和海陆关系的变化，也会产生地带的移动和变化。

在进行中国综合自然区划时，必须考虑到被划分出来的区域中，最近地史时期各个阶段自然要素发展的相对共同性和现代地理环境发展的共同性。缺少前一部分的研究，就不可能了解综合体许多问题，特别是那些和现代环境不相协调的残留要素的存在。中国从第三纪第四纪以来，自然界留下不少有意义的痕迹，许多沉积物和埋藏在沉积物中的动植物群化石和现今存在着的沉积物和生活着的动植物不尽相同，这些差别都直接或间接由于海陆变迁，气候变化，冰川进退而影响到现代沉积物和动植物区系的组成。所以研究中国第三纪第四纪古地理，对于正确了解自然综合体的分异规律是十分必要的；而且是具有科学意义的。

本文应用了前人研究的资料加以综合和分析，试图恢复中国第三纪和第四纪的地带，并说明各地带的自然综合体的形成和发展。由于掌握资料不足，可能有不少错误的设想，希读者批评和指正。

一、中国老第三纪的地带配列形式

当白垩纪燕山运动结束之后，中国有一构造稳定阶段，其时代属于老第三纪。各处进行准平原化作用，一般地势平坦，只有少数蚀余山地突起稍高。除喜马拉雅、塔里木盆地西端和台湾为海侵区外，其余都已成为陆地。当时环布东亚大陆的古地中海和南海，均为生长货币虫暖流所通过的海洋。大陆上的气温要比现在高得多，北极地区，没有冰盖，全部大陆属

于行星风系统的环流形势。那时，中国的气候带可分为暖温带、亚热带和热带分布相当整齐。亚热带的植物区系一直延伸到北纬 35° 而暖温带的过渡型植物区系，直分布到。45° — 50° 左右[1]。老第三纪中国可以分成以下几个主要自然地带：

(1)暖温带阔叶林地带：这个地带，在中国北部，所占范围相当宽广，从中国现在北方国境到北纬 35° 为止，包括东北、华北、内蒙、北疆等处，其时这一地带气温相当高，气旋活动强烈，降水量多；暖温带植物生长繁茂：东北抚顺统、三姓统和桦甸统[2]以及华北其他地区的老第三纪煤系，都含有水杉(*Sequoia*)，杨(*Populus*)，鹅耳枥(*Carpus*)，赤杨(*Alnus*)，山毛榉(*Fagus*)，银杏(*Ginkgo*)等表现为多样性被子植物占优势的时代，基本上是以阔叶树为主。

• 本文原载 1 《北京师范大学学报(自然科学报)》1960 年第二期 63—78 页

内蒙老第三纪沉积，主为杂色沙和粘土的湖或三角洲相沉积。扎赉诺尔的含煤建造中亦多东北那样的植物化石。水生动物的遗体如甲壳类、鱼类、淡水软体动物等亦很丰富。此外也有大型食草性鳞甲目动物的存在[3]，并有长杏赫鼬和无角犀牛等森林居住者。尤其喜食树叶的无角犀牛(*Rhinoceros Baluchitherium*)是一种代表地带特征的动物。它们不能爬越山地，只依赖森林中植物枝叶为食料。在蒙古、鄂尔多斯往西到苏联中亚吐尔嘎衣区，都有化石发现。就是喜马拉雅山以南的俾罗支的巴格替丘陵(*Bugti Hills*)，亦有化石。表示这些地方都有相似的地势和气候条件[4]。

北疆阿尔泰的老第三纪，苏联学者研究得很清楚。这里由于接近古地中海，具有滨海湿润气候条件。准平原面上，盛长着东亚类型和北美类型的森林。它的组成中，有水杉、陆羽松、银杏、北美鹅掌楸、枫杨、胡桃、永青杠、榉、鹅耳枥等。很多种属是和东部的相同，尤其水杉在这一带里广泛分布。这种森林使阿尔泰的湖盆中，堆积起褐色的煤层[5]。

上述暖温带的西段，由于受到暖海的影响，要比东段稍向高纬度方面推移。

(2)亚热带疏林草原和荒漠地带：位于前一带之南。大致介于北纬 2° —35° 之间，西端因紧临暖海，要向北推移 7° 之多，包括华中、青海、及南疆地区。亚热带气候，具有一

个高压的特点，高压的位置，冬夏南北移动；因而影响到北边的西风带和南面东北信风带的移动。冬季西风带移入，经常有气旋发生，天气忽晴忽雨，变化无常。而夏季信风带移入，天气一般稳定，高温而少雨。植被组成主要是热带林所发生的变种，特别南部具有旱生化现象耐稀树草原和荒漠。这里老第三纪的沉积，是和这种干热气候分布界线及堆积地貌密切联系着的。所有河漫滩、三角洲或者是浅湖，或是靠近河口的浅海的沉积物，大都呈红色或红棕色，并常夹有盐层、钙积层和石膏层。在这样较炎热的气候条件下，沉积物的颗粒常被蒙上了一层氢氧化物的薄膜，因而产生这种鲜红色泽。同时，地表水、地下水和土壤水的矿化度都相当高；因而碳酸盐、硫酸盐和氯化物，在土层中都起了巨大的作用。这一地带代表老第三纪的化石群很少发现；但代表干热气候条件的地层却广泛分布。例如衡阳系砂岩中，含石膏及石盐；湖北东湖系砂岩中，亦产石膏；甘肃固原系在红色及灰色砂石中，时夹石膏及淡水泥岩层。至于四川盆地及横断山脉，当时是侵蚀区，没有第三纪的沉积；但在柴达木盆地的西部，红色老第三纪地层中亦夹有钙和石膏胶结层，及薄层纤维石膏层。根据柴达木沉积里孢粉组合的分析，已证明含有亚热带成分的植物群落[6]。南疆库车凹陷中，代表老第三纪陆相的红色系湖相沉积中，含有盐和石膏；叶尔羌凹陷中，海相和泻湖相沉积亦含石膏，都说明当时这一地带具有干热气候条件的特色。今日星散于伊犁河谷中的白蜡树(*Fraxinus* sp.)，野苹果(*Malus Sieversii*)山里红(*Crataegus* sp.)等落叶乔木；分布于山坡草原中的白草(*Andropogon Ischaemum*) [7]以及现时生长在沙丘上的三芒草(*Aristida* sp.) [8]。都代表古亚热带疏林草原或荒漠的残遗植物。古第三纪草原动物化石群如长颈鹿及草原啮齿类在这一带亦都有发现。长颈鹿是热带森林草原中最典型动物，一直要到第三纪末期才告灭绝。

(3) 热带常绿阔叶林地带：这是最南部的一个地带，为向古海凸出的楔状陆地，包括两广及云南贵州诸省及西部古地中海沿岸范围。这一地带内散布着许多小盆地，沉积深红色、暗红色、或棕色砂岩、粘土和底砾岩。常为铁和矽所胶结，胶结坚固，有时夹有褐煤，不含盐分和石膏。这种红色沉积，要求有比较静止构造条件和湿润高温条件。热带常绿林是古代面貌保留最多的地带。植物数量大，种类异常丰富；同时化学风化作用强烈，发育红土风化壳。后者和热带森林结合起来，形成了统一的古代残余综合体。云南高原，在未隆起以前，

是属于向北推移的热带范围，在低洼地区，森林密茂，一般以砾石层、沙层、泥灰岩层和粘土层为主的湖相沉积，其中夹有褐炭并有剑齿象(Stegodon)及森林区猿化石。[9]风化壳发育很厚，直到新第三纪地盘隆起以后，才大量被冲刷下来，堆积在高原湖盆里。

二、中国新第三纪非地带性的分异和三大区域的生成

中国在渐新世后期，发生了喜马拉雅运动。古地中海和台湾地槽，都强烈地褶皱起来。这时中国东部也在燕山构造基础上，产生微弱的断块隆起和凹陷。华北、内蒙古伴随着火山熔岩的喷发，掩盖在准平原面上。华北大平原继续下沉，并扩大其沉积范围。最强烈的垂直运动，是发生在第三纪末期和第四纪初期。这个新构造运动对中国现代地表形态的形成，具有重要的意义。在西北大部被夷平了的古生代地槽褶皱山脉如阿尔泰、天山、昆仑山、祁连山都产生了显著的强烈上升，而成高山。大面积的台块部分，相对低下而为坦荡的准格尔盆地、塔里木盆地、阿拉善高原等。特别重要的，是西藏山区大面积的隆起。它是在古生代地槽基础上、台块基础上、喜马拉雅新地槽基础上发展起来，而成为世界上特有的高原地貌。

沿贺兰山、六盘山东麓顺东经 104° 横断山脉东侧一线，为结合隆起和下降的巨大挠曲和断裂。此线以东，地势下降到第二级阶梯，普遍有中幅度的上升；其间有小面积的下降，包括内蒙古高原、黄土高原、秦岭、云贵高原、四川盆地以及其他许多小型盆地。第二梯级的东侧沿大兴安岭、燕山、太行山、巫山、雪峰山产生第二条拗折和断裂的构造线。此线以东，有面积较大的轻微上升部分和面积不大的相对下降区。地形特征是低山和丘陵，夹有东北向的小型盆地。此外还有规模较大的下沉的冲积平原区，如长江中下游、华北大平原、东北平原等。

临海部分，包括东满山地、辽东、山东、福建、广州等沿海山地，表现为基底断裂隆起，并有基性岩浆的喷发，所以这个沿海地区，可能是向海洋下降的挠曲带。[10]这一次大规模的构造分异运动，使原来老第三纪的和缓的地貌，大为改观；而且在很大程度上，使中国的自然界的面目发生了巨大变革。从喜马拉雅运动到新构造运动的发生，影响中国自然界的變化，概括起来，有以下几个重要因素。

①喜马拉雅运动，使古地中海消失和温暖海洋面积缩小。欧亚大陆合成整体。陆地面积

增加。大陆性气候加强。同时建立起大陆与大洋的对比关系产生了季风的环流的形式。这种形式代替了老第三纪的行星风系的环流形式。中国位置在欧亚大陆的东南部，受到这种季风非地带性变化的影响，特别显著。

②青康藏大山原的隆起和东部地势的相对下降，引起西风激流的动力作用，并加强了季风环流，因而大大改变了中国气候要素的组合和分布规律。

③这时北极已进入到冰期的准备阶段，温暖气候带的范围逐渐缩小；而且愈向南移。

以上这种变化的结果首先使中国境内产生东部夏季受海洋影响特强的湿润季风区域，自然景观具有季节变化的特点。西部向干燥方向发展的蒙新区域，具有草原和荒漠的特点，以及地势不断隆起的青康藏山原区域，趋向于干寒方向发展的，具有冰冻化强烈的高山和寒荒漠高原的特点。

三、中国东部季风区域的地带性分化

中国东部由于受到季风的作用，使地面景观反映出季节变化的共同特征，但这里是地形相对降落部分，一般海拔高度都在一千公尺以下，因此太阳辐射。必然会引起地面自然地带的分化。兹将东部季风区从新第三纪起到第四纪末期，各个主要阶段地带分化的经过说明如下。

(1) 新第三纪和第四纪初期

中国东部季风区在新第三纪和第四纪初是相对降落部分，但亦有一定程度的局部隆起和沉降的构造分异。大河流侵蚀上升的地块，河谷上部谷坡坦缓，具有成熟地形的特征，下部套生深切的峡谷，显示地盘由上升所引起的回春作用。距海不远的地方，丘陵起伏，河谷宽大，或者是不断下降的冲积平原。新第三纪和第四纪初期，一般山麓、湖泊和河流沉积物的特点大致很近似，就是生物界的发展在同一地带里亦只是个别种属的差别；但是和老第三纪比较起来，则非常悬殊。季风区的北部，自从喜马拉雅运动之后，大陆干燥度逐步增强，到了新第三纪古老的暖温带森林带已为森林草原所代替。森林中动物如无角犀牛，亦因环境的改变而趋灭绝。到这时分化成为温带森林草原—森林和暖温带森林草原—森林两个地带。至于亚热带疏林草原地带，因受强烈夏季风的影响冲淡了亚热带高压带的作用，使这里变得较为湿润，形成了亚热带常绿林地带。更南部的热带雨林带长期来较为稳定，但到这时，

已开始变为热带季雨林地带。

A) 东北温带森林草原和森林地带。

新第三纪和第四纪初期东北地区的气候变得比较寒冷。平原湿度减少，可能开始发育温带森林草原。从浑春土门子统[11]的沉积物来看，大部为交叉纹理的粗质砂砾岩和含砂金的砾层，特别值得注意的是白色凝灰岩中，夹有大量矽藻土，表示一种最宜于冷水中的沉积物。平原上耸峙的山地情况，又不相同。大小兴安岭由于新构造运动而隆起，东满山地大部因玄武岩沿断裂喷发，复迭而成高大的火山(长白山)。这些山岭吸取了更多从海上来的湿气，使坡面比较湿润，森林生长茂密。含褐煤的乌密吉建造中的植物化石，代表许多温带的种属。它们和老第三纪时期植物已有很大区别了。

B) 华北暖温带森林草原和森林地带。

华北自渐新统以后，开始有明显向半湿润气候发展方向，到中新统末期，森林草原已广泛分布。只有东部辽东、山东台背斜隆起部分，受到海洋水气较多，森林较密。山东山旺系中新统植物化石，有苏铁、银杏、水杉、榆、樟、槭、柳等，虽然落叶与常绿阔叶混交，但温带落叶树成分，显然占据优势。

华北山地、大河侵蚀上升的地块，古老的准平原面，已被摧残，地形达成熟阶段。河谷宽坦，山间盆地堆积了保德期的红色粘土，这是一种无石灰性的沉积，属于上新世纪的蓬蒂建造。当时这里已演替成为疏树草原的景观，喜食草类的三趾马(Hipparion)和乳齿象(Mastodon)栖息在这个半湿润的温带环境里。由于季风区夏季南北具有比较一致的气温，南方动物群，如剑齿象、爪兽等亦可移动到华北来。

第四纪初期在华北的高地上继续进行侵蚀，低地进行堆积。湖盆或河流两旁喜好草类的动物群广泛分布。它们的标准化石，保存在大陆相的淡水沉积中，称为泥河湾系(包括三门系)。这里有板齿象、麦氏犀、长鼻三趾马、大型骆驼和裴氏转角羚羊等。其中有很多第三纪的后裔和现代的种属如马如狼和田鼠都已出现。从属于泥河湾系的三门期植物化石，根据在山西太谷系中所鉴定结果，判明山西河谷地区在第四纪初期为具有冬季寒冷的半干燥气候特点。在河旁湖畔集中生长坚质小叶落叶树种，如山西榆、卞氏柳、德氏柳等。广大范围气候干燥，不能形成密集森林及矮丛林，化石中有例外的是一种松柏科的冷杉。可能采集化

石地点接近山地，当时高处为生长冷杉的森林岛[13]。最近三门系的植物应用了孢子花粉的研究，证明有大多数种属和现时当地植物相符合。不过其中所夹有的长江流域的树种和孢粉谱系所反映的乔木成分要比目前略多；因此推论三门期气候，要比现在略为温湿一些。此外，禾本科、藜科、菊科大量存在，说明是一种温暖带森林草原的植被类型。

在现今陕北陇东的黄土地区，第四系的下部已有了和保德期相当的红色黄土沉积，由褐色和红褐色的粘土所组成，不常有孔隙和碳酸盐，沉积中夹有很多田鼠化石。这种堆积显然是和半湿润气候下暴雨形成的洪流作用有关。具有强力冲刷的痕迹，风和河流的作用也参予其中，说明这里正处在季风区夏雨特别集中的外缘，是向着内蒙半干燥的风沙区过渡。

六盘山以西的陇西地区，为秦岭和六盘山的山前凹陷。由于上新统时地壳下降，沉积了巨厚的甘肃系，这是一种成分不均匀的红褐色和橙黄色砂岩和页岩，其中夹有砾石、泥质和角砾，显然是一种具有倾斜层状结构的洪积物质，表面还遭受过强烈的冲刷。从这种沉积特点，说明这里亦是半湿润气候或半干燥气候环境。

c) 亚热带常绿林地带：隶属于亚热带范围内的华中地区，从上新统开始，已变得比老第三纪更为湿润，因为在这一带里夏季风和大陆气旋的影响增强，原来亚热带疏林草原，已有密茂的亚热带常绿林所代替。湖南下湾铺灰页岩的湖相沉积中，夹有木兰、肉桂、樟、桧等植物化石，[15]大都是属于亚热带常绿林的种类。又湖南湘江岸白沙井系的铁盘夹层和网纹红土，都显出这个地带的湿热特征。[16]

淮河流域和长江中下游，从第四纪初期，开始形成一个从暖温带到亚热带之间过渡的亚热带地带。属于落叶林和常绿林的混交林区。南京附近由上新统浦口系所组成阶地上，沉积雨花台层，其中夹有虫状白条的红粘土，反映向亚热带过渡的成土气候条件。特别值得注意的是动物迁徙的情况，淮河流域从第四纪以来，即和印度马来亚的动物区系的关系极深。下草湾湖相沉积中的化石群，有巨河狸、德永氏象和巨大乳齿象、剑齿象、獐、鹿等。代表南北动物交替的过渡带特性，非常明显。[17]

、西南高原从新第三纪以来，不断上升，因使气候变得比低地冷，针叶树种是由古老的泰加型从邻近高山传布下来。落叶树种则从老第三纪热带森林种属中分化出来，而在当地逐步形成比较耐寒的成分[18]。在高原隆起的过程中，上新统所沉积的褐灰层发生了挠曲，

或破折而断裂。高地面上古老砖红壤化的风化壳多被冲刷下来。这些物质在云南是堆积在第四纪初期闭塞盆地里，而在贵州因地面被分割得比较破碎，这些被冲刷的沉积物多半保存在山坡和河谷阶地上。所有这些风化壳沉积都是今日发育亚热带红壤和黄壤的母质。

D) 热带季雨林地带：新第三纪，华南仍然是热带雨林分布的地区，但由于季风盛行，雨林成分中具有季节变化的特点。海南岛白石岑砾岩系中含炭质页岩及褐炭层，并夹有暗红色铁盘。岛上第三纪玄武岩面上的砖红壤风化壳和浅海沉积所发育的砖红壤，以及广西邕宁系上的铁盘和坚实网纹状的红壤[19]，都表明这一地带当时是一种富铝化类型的土壤。铁的水化物受到分解作用而形成游离铁的聚积，这些无疑都是湿热条件下的产物。

(2) 第四纪中期和第四纪晚期

第四纪中期，中国东部地壳仍有微弱的隆起和下降。大陆和海洋的轮廓。没有很大的变化；但白令海、鄂霍次克海和日本海盆地，都已产生和扩大。北极高纬地区的寒冷气候逐渐发展。而西伯利亚形成了大陆冰川的中心。太平洋沿岸，有浮冰从白令海峡南来。中国内陆高山和山原，堆积万年积雪和冰川。中国东部虽受到临近地区的影响，气候变得愈干冷，但在季风影响下，中纬度地带的夏温，毕竟还不能降低得太多，所以仍然是动植物繁荣的乐园。到第四纪后期亦即到最后的大理冰期，北极向寒冷方向变化更加剧烈，万年积雪和冰盖向南扩展，西伯利亚的冰盖是断续分布的，最南差不多到达了贝加尔湖北纬 50 度左右。大量的潜热消耗在巨大面积的冰盖上，使冰面降温，而产生西伯利亚高压，因而经常有干寒的气流进入中国境内，使中国的气候带向南移动达 4° 之多，对生物界亦起了深刻的影响。

A) 寒温带针叶阔叶混合林地带和亚寒带针叶林地带。

第四纪中期东北气候变冷，使温带森林发生了显著的变化。在它们的组成中，针叶林逐渐占优势，典型的阔叶树种退向南方，这时欧洲有许多植物移向少有冰川灾难的东方，其路线由西伯利亚到达本区，如林毛茛(*Anemone sylvatica*)、岩高兰(*Empetrum nigrum*)、林奈草(*Linnaea borealis*)、越桔(*Vaccinium vitis-idaea*)、樟子松(*Pinus sylvestris*)等[20]。这种植物很少由蒙古新疆进来，因为那里已变得很干燥。大区域的分化非常明显。当时达乌尔区系的植物亦顺着山脉的方向向南移动，第四纪后期寒冷加剧，有北方的泰加林侵入，占据了本区北部的山地，所以东北山地植物已为北方种属所丰富从遗留到今天许多未

被毁灭的古植物种属来看，东北山地似乎并没有规模很大的冰川作用。

山地森林的边缘形成乔木和灌木组成的森林草原，在这里，分布着由交错层里的砂壤土和砾石所组成的洪积—冲积山麓平原。在哈尔滨近郊的顾乡屯建造中，发现介壳、胡桃及大量哺乳动物化石，如犀牛、象、驴、鹿、猪等，还有人类应用的石器和骨器[21]。说明平原

地区当时的气候条件还是比较温和的。在长春四平街之间的河谷剖面上，砂砾土沉积中，夹有黑土，其中含第四纪中期化石[22]。足证那时东北平原已是草甸黑土分布的地区。第四纪晚期，东北出现毛象和披毛犀等，表明寒冷程度已得到进一步的发展。具有冷湿特征的沉积物，有散布于北部小松花江沿岸，长自山区熔岩台地以及河谷源头的砂藻土

B) 温带疏林草原和夏绿林地带。

第四纪中期华北地区有更向寒冷干燥发展的趋向。代表地带性的景观为疏林草原。遗留下来的典型化石群是发现北京人的周口店洞穴堆积，[24]其中取得的朴树干，它的内皮组织表示具有半干燥气候的特征。[25]丰富多种的哺乳动物，如狗獾、肿骨鹿、莫氏犀都是代表气候温和的动物群，此外华北特有棕熊、转角羊、披毛犀、巨河狸、华北马、田鼠、羚羊、骆驼的存在，都符合有较长的半干燥季节的气候环境和疏林草原的景观。

华北西部第四纪中期的黄土沉积亦表现出气候从温潮变向干冷，化学风化作用转趋微弱的特征。黄土剖面的下层，为呈暗红褐色粘土，向上逐步变为浅褐色轻粘壤，而上部的沉积，除含有埋藏土的特点外，几乎与第四纪后期的典型马兰黄土没有区别。[26] 第四纪晚期华北气候变得干寒，平原堆积物中，出现大量的扇角鹿、披毛犀、野驴、野马、鬣狗等化石。在黄土高原上，沉积了马兰黄土。这是一种浅灰黄色疏松带有孔隙的粉状沉积，不成层次，具有碳酸盐和垂直劈理，显示干旱区的风成特点。其中夹有原始牛、纳玛象、赤鹿和鸵鸟蛋，似为寒冷的干草原气候。

华北处在第四纪干旱气候条件下是没有大规模冰川的。只有五台山在 2900—3000 公尺的高度的南坡，有被黄土覆盖的小型冰斗。[27]秦岭太白山在古雪线 3500 公尺以上有古冰槽及完整的古冰斗及冰蚀湖。[28, 29]

C) 暖温带过渡地带的迁移。

秦岭及淮河流域的过渡性特点在第四纪中期更为突出，但到了第四纪晚期，北极和内陆变得很干冷，侵入到华北的冷气团，梯度很陡，冷锋面经常出现在秦岭里的白水江、大梁子、柴关岭以及大别山脉到芜湖—太湖一线以南的狭隘地带内。上述一线，表示当时一条主要气候分界，黄土分布并不超过此线。此线[80]以北的秦岭淮河过渡带，到这时已属草原或森林草原范围。苏北、安徽、豫东南的河、湖淤积层里发现巨河狸、四不象、扁角鹿等基本北方化石种类，只有少数南方的水鹿等代表种。长江下游的森林界的下限，大约为 1200 公尺。超过此数的山岭，才有森林存在。林界以下的山坡、孤丘、低原没有森林，只有草原分布。长江低水位时，便于风运黄土的堆积。南京附近的下蜀黄土与华北马兰黄土同期，往往分布在长江下游平原上丘陵的北坡、西坡和山顶，厚达十公尺，是一种呈黄褐色的壤土状物质。由于分布位置偏在地带的南缘，淋溶情况比较强烈，少有钙质结核。南京附近平原上的黄土层，深至海面以下 35 公尺，可见下蜀系堆积时，相当于海面下降的大理冰期。

黄土分界以南大概纬度 2° 的范围内，是暖气团和冷气团经常接触地带，气旋频频发生，形成多云、多雨雪的地区，较高的山地如大巴山[31, 32]庐山[33]、黄山、天目山、九华山[34]等都有冰川现象和冰缘气候下的雪蚀现象[35]，但受水气来源、温度条件和山地集冰面积的限制，似乎不可能有规模较大的冰川。这一带河谷低丘仍是一种湿润的地理环境，很多原先分布在华北的落叶的古老树种，都迁移到这个地带里来，例如今天还生活着的水杉(*Meta sequia*)、山樱桃(*Carya cathayensis*)、鹅掌楸(*Liriodendron chinensis*)和檫树(*Sassafras sumu*)等，都在这一个地带里留存下来。就动物来说，代表这个时期的四川万县盐井沟的化石群和浙江杭州留下的化石群。也是具有基本相同的特征。

c) 亚热带常绿阔叶林和热带季雨林地带。

这两个地带具有比较稳定的湿热环境。第四纪中期，南方生活着巨猿、水鹿、竹鼠、大熊猫、香猫、巨獭、剑齿象等。到了第四纪晚期，虽然寒潮势力增强，可以直冲到很远的南部，但也只限于一定的路线。大部土地地区，长年还是很温暖的。两广的石灰溶洞里，住着很多巨大猩猩，这是北部少见的动物。

华南由地，一般高度和气温、湿度等条件，都不足构成古冰川作用，只有年青的、不断上升的台湾中央山脉，古雪线高度为海拔 3350 公尺以上，有大理冰川的遗迹。台湾岛处

手海洋气候影响下，古冰川地形虽经强烈风化和侵蚀，但地形还保存得可以清晰辨认出来。

[36, 37]

(3) 大理冰期以后

大理冰期以后，北极和西伯利亚的冰川开始消退。中国东部气候又有了显著的改变。各个地带逐渐向北迁移，北半球极地气候退缩到现在北冰洋附近。大陆冰川融解，逐步向格陵兰和加拿大的东北部退缩，使地面上迳流发生改变，引起海水面上升。渤海湾内以及沿海港湾，长江下游和珠江平原都发生小规模的海侵，形成若干浅海相沉积和三角洲。由于雨量增多，侵蚀转剧，沉积物增多，造成新的三角洲。这时候华北气候转暖，代表温暖气候的动物，又向北迁徙。 香猫和鬣豹等出现在周口店山顶洞的动物群里。[33]距今约 7000 年前，开始奠定了现代海岸线的基础。由海平面大体相对稳定时起，大河流挟带很多沉积物，填塞浅海，并使三角洲向海面扩展。至于岩岸上所见海蚀崖壁、沙洲、陆系岛、泻湖等，[39]从那时开始一直发展到现在。 气候条件又转变到今日的情况形成现在分布的景观地带：

- ①亚寒带针叶林地带(棕色灰化土地带)
- ②温带草原地带(黑土地带)
- ③暖温带夏绿林地带(褐色土地带)
- ④暖带夏绿林和常绿阔叶树混交林地带(黄棕壤和黄褐土地带)
- ⑤亚热带常绿阔叶林地带(红壤黄壤地带)
- ⑥热带季雨林地带(砖红壤化红土及砖红壤地带)
- ⑦赤道雨林地带(砖红壤地带)

四、新第三纪以来的中国内陆干燥区域

中国西半部以非地带性的变化最为主要。这种干旱气候条件的发展，大概从新第三纪开始。这和边缘山地的最新运动有关。如大兴安岭、阴山、祁连山、天山、阿尔泰、昆仑山等的隆起决定了蒙新干旱区总的地理隔离性和局部的隔离性。从各方面挟带水分的气流到了这个地区已成强弩之末。因此，这里形成了具有非常明显的内陆性和干燥条件的自然地理环境。

从上新统时起，大陆沉积发生了剧烈的变化，沙砾洪积物占绝对优势。这些碎屑相沉积主要分布在山麓平原和山间盆地。至于广大的盆地中央部分，由于水力不足新沉积的堆积

作用，实际已停止，而在较老的第三纪—白垩纪岩石的剥蚀和再沉积过程却占了上风。

(1) 上新统时期

阴山以北的内蒙地区，上新统末期含石灰性的红色风化壳可以说明当时气候已趋向于干旱，和老第三纪的湿润情况大不相同，根据柴达木、酒泉、哈密新第三纪地层孢粉组合的分析结果，证明当时这些地方是属于半荒漠气候环境。[41]更西到塔里木盆地从库车系的植物群化石来看，其中有诺林杨(*Populus norini*)、小叶榆等存在，表示和现今新疆荒漠区的气候很相近似。这种植物的生长是和当时荒漠区的地下水供给有关。水生植物中有水莲(*Naphur*)、香蒲(*Typha*)的存在，是和间歇性的所补给内陆湖有关。这些植物说明干燥气候的寒冷情况而不表示湿润温暖的情况。[42]

气候的巨大变化亦可从阿尔泰地区获得证明。第三纪末期发生了断裂隆起，这时候邻近暖海已经消失，平原气候向半荒漠方向发展，引起植物急剧的变化。由于山地隆起面向大西洋气流的西坡，还可获得一定的降水，因此植被的组成虽和老第三纪大不相同，但和现代很近似。化石中可见到榿树、榛树、赤杨、云杉等一些现存种或与现存种相似的第三纪杨(*Populus heleadum*)和欧洲杨(*P. Timula*)第三纪枫杨(*Pterocarya densenervi*)，此外还遗存在当时的一些老第三纪的种，如水杉、美国鹅掌楸等。[43]

(2) 第四纪时期

第四纪时期内蒙新疆边缘山地继续隆起，盆地环境更向干燥方向发展。第四纪初期湖相沉积还很普遍，这种沉积常在砾岩或砂岩中成为夹层，在山间盆地里，也发现古湖相沉积，常呈绿或灰、白、淡红等色。库车砾石层，西城砾石层，以及伊犁河上源诸河的宽谷内，都有这种古湖相沉积的例子。此后，气候愈趋干燥，干燥剥蚀作用强烈进行，山麓洪积锥亦愈形扩大。内蒙在阴山以南和季风区接触部分，属于比较湿润的干草原的气候环境。在第四纪初期，有若干大湖如岱海、达里泊等，湖水位很高，其后逐渐变浅，都有古湖岸线的遗留，[44]说明是从第四纪初期到大理冰期气候逐渐变干的结果。

阴山以北在逐渐发展的干燥气候的影响下，植物变得旱生化，种类很少，特别在干寒的大理冰期，强烈的北风，缺少植被覆盖的，把沉积沙土向南运送，形成阴山北侧的沙丘带。细小的尘状物质，被风吹扬到更南的草原地区，而成为马兰黄土的沉积。北部临近国境的风

蚀戈壁区，留下粗大残余碎屑物质，这个硬壳保护了下层不被进一步的吹蚀，岩石碎屑物上，包着一层光亮的沙漠漆，具有特殊砾漠银灰色调。

大冰期以后气候变得稍形暖湿，内蒙沙丘密茂生长草类与灌木。沙丘渐趋固定。一部分由于历代人类破坏了植被，而使风沙再起。但这里雨量稍多，潜水面高，植被容易恢复，因此固沙比较容易奏效。内蒙目前主要景观型类，依距海远近，而可分为干草原和荒漠草原二部分。

内地阿拉善和新疆一带，山地新构造运动在第三纪亦很活跃继续有上升现象。祁连山、昆仑山、天山、阿尔泰发生了[44]四次冰期。山地冰川向下扩展到 1800~2000 公尺的前山带上，山前冰水沉积物组成的冲积扇特别发达。山麓冲积—洪积缓倾平原相当宽大。天山南北麓和昆仑北麓的地层褶皱成为短轴的背斜构造，沉积的冰水砾层中也时见断裂现象。昆仑山前于田河谷阶地砾层中还夹有熔岩，证明第四纪中期有火山活动，而且到近期还续有喷发。这些都说明第四纪山麓带活动性很强。有些学者认为在大冰期山地冰川融解以后，整个塔里木盆地曾为海水所据，以后气候变干，大海为风沙所代替。近年来新疆综合考察队在南疆工作，只发见莎车和库车有个别地区的第四纪湖相沉积，大部所见还是河流冲沉积的物质，很难证明整个大沙漠，曾为大水所淹。从昆仑山前缓倾斜平原的沉积物来看，上部有粗大的漂砾，下部为细砾，是干燥区冰川融解时一种正规的山麓沉积现象，不能证明那时河流有特别大的水量。而且山前沉积物中，还发育很厚石膏盐壳层，山坡上风成亚沙土上升 3000 公尺以上未被冲刷，却足以说明塔里木在第四纪，仍然是荒漠性的气候。

五、新第三纪以来不断隆起的青康藏大山原区域

青康藏大山原在第三纪末期发生了大规模的隆起。南部古地中海褶皱成崇高的喜马拉雅山脉，北部的藏北台块，可能在未隆起以前属于亚热带高压的影响下的干热地区。隆起以后，向寒荒漠方向发展。这个区域的植物种属，包括古第三纪植物，从南方迁来的旱生植物，以及过去生长在古地中海边缘的独特系统，发育成为一个孤立的植物社会。面向季风的边缘高山，降水特多，河谷随着隆起而深切，成为许多大河的发源地。第四纪冰期耐，曾发生大规模的冰川作用，有认为一次冰川[46]和认为二次冰川的不同意见。[47]古雪线的高度，距水气来源的远近和坡向而有所变化。在横断山地，古雪线平均高度为 3900 公尺。康定以西高

原边上，很多保存良好冰斗出现在 4300 公尺左右。在怒江、伊洛瓦底以西，水气丰富，古雪线更低。我国最南古冰斗出现在云南点苍山，古雪线高度为 3900 公尺。现代雪线在贡嘎山为 5200—5300 公尺。[48]靠近干燥内部的阿墩子为 5800 公尺。[49]在澜沧江和怒江之间，山地现代雪线下降到 5200 公尺。玉龙山为 5100 公尺。较散乱的山地，可以摄取更多印度洋的水气。现代雪线比冰期雪线为高，而且愈向高原内地，水愈减少，雪线强烈上升。最后冰期(大理期)的雪线，要比现代雪线平均低 1200 公尺。这个较差数，和东阿尔卑斯相符，可推知最后冰期大致同时。内部山地雪线的下降，比外部湿润山地的落差更小一些。现代雪线下降在干燥坡向的山地为高山草原，而在湿润坡向则为高山草甸。

在西部西藏印度河上游地区水气来源少，降雪不多，而冻裂风化作用强盛，大量倒石堆披覆在现代冰川之上，在和缓的坡面上，冰川移动缓慢，侵蚀作用很弱，因此冰期以前的地形，经过几次冰期活动后，仍然保存下来。上述所有阿尔卑斯型高山地区，都有明显的山地垂直景观的结构，它们的垂直谱系，都是按着所处位置的纬度地带而决定的。这里不作详细的说明。

青康藏大山原的中心部分，构造上为一巨大的台块，山原上出现高部隆起的山块和凹地，巨大山块的上升，引起大规模的第四纪冰川作用。大冰期将结束时，冰盖逐渐消失，形成各种类型的高山冰川。在山间凹地中出现大片冰水沉积和湖沼地。大约距今 10000—12000 年间，喜马拉雅山继续上升达 1200—1500 公尺[50]。因使内山脉水气减少，降水对于高原湖泊的补给亦相应减低，湖泊从而变干，或者降低了湖面。从班公湖孢子花粉组合分析的结果，亦说明第四纪有这种气候变干的趋向。[51]山原面上大冰期时冰盖的扩大，毁灭了不少植物。冰期以后，趋向于寒荒漠的方向，植物更为贫乏。地面到处冰积累累，土层瘠薄。由于植物稀少，动物亦不能繁殖很多，但自上新统隆起以后，环境变得特殊，动物生态发生了不同的改变。例如兽类多毛，赖贫瘠草以生活，因此腭骨特别发达。这里的动物，少受人类的戕害，所以成为大型动物生存的乐园。

本文只是作极概括的描述，由于作者对古地理资料知道得不多，总结起来，比较困难，而且有很多资料是属于争论性的，因限于水平，亦难分辨得正确，所以还存在不少问题。本文目的在于抛砖引玉，希望引起大家的讨论罢了。

参 考 文 献

- [1] R. Brinkmann: Abriss d. Geol., zbd Histo. Geol., Stuttgart 1948.
- [2] 刘鸿允: “东北地层的发育”,地质研究所,1955。
- [3] И.П. 格拉西莫夫: “戈壁荒漠” 地理学报 第 21 卷第 2 期 1955。
- [4] A. W. Grabau: Tibet and the Origin of Man, Hyllningskrift Tillognad Sven Heden Po. Hans 70 Arsdag Den 19 Febr, 1935.
- [5] С. П. 苏斯洛夫: “阿尔泰自然地理”新疆综合考察队谢向荣译 1957。

- [6] 徐仁：“吐鲁番酒泉和柴达木盆地第三纪沉积中的孢粉组合和其他地质时代”，中国古生物学会讯 第9期，1956。
- [7] 李世英：“新疆维吾尔自治区准格尔植被基本特征(提要)”新疆综合考察队 1958。
- [8] B. B. 洛博娃：“苏联荒漠带的土壤地理”，地理译报，2；1957。
- [9] B. H. 帕夫林诺夫、袁复礼：“第四纪地质学讲义”，北京地质学院 1957。
- [10] B. B. 别洛乌索夫：“中国中部和南部大地构造的基本特征”，地质译丛 1期 1957。
- [11] 冈田重光，西田彰一：“间岛土门子附近分布的含金第三纪地层”伪满地质调查所报告 98号 1940 (日文)。
- [12] 钱耐、胡先骕：A Miocene Flora from Shantung Prov. China, 古生物志 112, 1940。
- [13] R. W. Chaney: A pliocene flora from Shansi Province: Bull. Geol. Soc. China 1933(12)。
- [14] 宋之琛：“三门系植物化石和孢子花粉组合的研究”，中国第四纪研究，1卷 1期，1958。
- [15] 斯行健、李洪谟：“湖南第三纪晚期植物群”古生物学报 2(2), 1945。
- [16] 任美镔等：“湘江流域某些地貌和第四纪地质问题”；地理学报第23卷 4期，1957。
- [17] 裴文中：“中国第四纪哺乳动物区划及地层划分。”中国第四纪研究 1卷 1期 1958。
- [18] “十年来的中国科学(综合考察)云南热带、亚热带生物资源综合考察”1949—1959。
- [19] 马溶之：“对第四纪地层的成因类型和中国第四纪古地理环境的几点意见”，中国第四纪地质研究，1卷 1期 1958。
- [20] 刘慎谔：“东北树木志”1957。
- [21] 尹赞勋：“哈尔滨附近第四纪动物群的发见”，中国地质学会会志 1卷 2期，1932。
- [22] E. Licent and dP. Teihard de Chardin, Geological observations in Northern Manchuria and Barga (Hailar). Bull. Geol. Soc. China Vol. 9. No. 1. 1930。
- [23] 西田彰一：“第二松花江流域的硅藻土的产状”伪满地质调查所汇报，102号。1942。
- [24] 裴文中：“中国第四纪哺乳动物区划及地层划分”，1958。
- [25] R. W. Chaney: The occurrence of endocarpus of celtis barburi at Choukoutien, Bull. Geol. Soc. China, Vol. 11 1932。
- [26] A. C. 凯斯：“中国黄土的几个问题及其解决途径”，见干燥区和黄土区的地理问题，1958。
- [27] H. Schmitthenner: Die Wutaischan, eine auf dem heiligen Berges des Windes in Nordchina, Mtt. Ges. Erdk., Leipzig 50, 1930。
- [28] G. Fenzel: Das Taipei Massiv in Tsingling Schan. Pet. Met. 01934。
- [29] 张保升：“太白山冰川地形”，中国第四纪地质研究 1卷 1期，1958。
- [30] H. V. Wissmann: Über Loess Bildung und Würmeiszeit im China. Geogr. Zeits 44Ja. 6H. 1938。
- [31] 李承三、高泳源：“广元附近大巴山冰川地形”，地理 2卷 1—2期 1942。
- [32] 郭令智：“大巴山东段的第四纪冰川地形”，地理 3卷 3—4期 1943。
- [33] 李四光：“冰期之庐山”，地质研究所专刊(2)第2号 1947。
- [34] H. V. Wissmann: The Pleistocene glaciation in China Bull. Geol. Soc. China Vol. 17 No. 2 1937。
- [35] 杨怀仁 杨森源：“长江下游第四纪的冰缘现象”中国第四纪地质，1卷 2期，1958。
- [36] T. Kano: Contributions to the glacial Topography of Tugitaka Mountain, Formosa. Geogr. Rev. of Japan vol. x. 1934。
- [37] W. Panzer: Eiszeitpuren auf Formosa, Zeit f. Geitscherk, 23, 1935。
- [38] 裴文中：“中国第四纪哺乳动物区划及地层划分”，1958版。
- [39] Blytt d Sermander Chronology.
- [40] H. П. 格拉西莫夫，见前 1955。
- [41] 徐仁：见前 1956。
- [42] R. W. Chaney: The Kucha flora in Central Asia during the Late Tertiary Bull, Geol. Soc, China 1937。
- [43] C. П. 苏斯洛夫：见前 1954。
- [44] 张印堂：“岱海湖岸线的变迁及其气候意义”，地质论评 2卷 3期 1937。
- [45] B. A. 费道诺维奇、严钦尚：“关于中国境内天山之冰期次数及其性质的新资料”，见新疆维吾尔自治区的自然条件，1959。
- [46] A. Heim: Minya Gongkar, Zeit, d, Ges Erdk, Berlin 1934。

• 108 •

[47] J. Hanson-Lowe: Notes on the Pleistocene glaciation of the South Chinese—Tiketan Bor-

derland. Geogr. Rev. Vol. 37. 1947.

[48] 崔之久：“贡嘎山现代冰川的初步观察”地理学报 24卷 2期，1958。

[49] F. K. Ward: The glaciation of the Chinese Tibet, Geogr. Jour, Vol. 59, —
1922.

[50] H. De Terra: Physiographic Results of a recent survey in Little Tibet Geogr,
Rev-1934.

[51] —: Evidence of Recent Climatic Changes Shown by Tibetan Highland
Lakes. G. T. Vol. 84. 1934

新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系*

新疆是高峻山脉和广大盆地相间的一个地区。近期山脉上升始于上新世，到第四纪续有隆起和扩大。这些雄伟山脉对盆地干燥气候特征的影响是无可置疑的。山地的破坏过程，同时就是盆地的堆积过程。具有垂直地带性和各种特殊条件的山地，使许多成因类型的第四纪沉积物变得极为复杂。承受周围山地物质的巨大盆地，长期以来是一个封闭的内陆平原，许多沉积物只在内部进行重新分配而不向外移出。平原第四纪沉积类型没有山地那样复杂，但每种类型分布广袤而且厚度特大。

一、新疆山地第四纪沉积类型和其相应的地貌及气候条件

分布在新疆北部的阿尔泰山、中部的天山、南部的昆仑山都是上升运动强烈的高山山脉，剥蚀作用、侵蚀作用、冻裂风化作用、冰川作用、泥石流作用都很活跃，因而山地分布的沉积类型有残积层、坡积层、冰积层、冰水沉积层及面积很小的湖相沉积层，此外在天山北麓还有风成黄土沉积；昆仑山北坡还有风成亚沙土沉积。这些类型表现有关联性的沉积顺序，而且每类沉积都具有相应的地貌特点，并明显反映第四纪气候的地带性和非地带性的变化。

(1) 残积层 这种沉积层覆盖在山地不同高度的均夷面上，大致可以分为二类：一类是古风化壳的粘土残积层；一类是比较近期的粗屑残积层。

阿尔泰的前山，海拔在 2 000 米左右，由古生代地层和花岗岩组成的夷平峰顶上残留古第三纪的粘土风化壳，这是一种红色的高岭土和富含二氧化硅的残积层，它的生成和古准平原地貌有一定的关系。当老第三纪时，地势坦荡，气候比较湿润而温度较高的情况下，进行了残积的风化过程，使矿物中较不活跃的三价氧化物含量逐渐增大，而成为这种红色风化壳。到新第三纪时，发生断块隆起，这种风化壳在低地上为大量碎屑所覆盖；隆起高地上则被冲刷，只有极小部分残留在原处。南疆东部嘎顺戈壁为古第三纪准平原面，后来微弱隆起形成低山和高原。地表大部为粗屑风化物所覆盖。高的均夷面上，一古红色粘土风化壳已被剥蚀，有些地方还残留厚约 50 厘米的残积层。至于断裂下陷的谷地和盆地中，古风化壳仍得完好

保存。风化壳厚度 2—2.5 米以上，向下逐渐过渡到基岩，风化壳上部则为洪积层和冲积层所覆盖。嘎顺戈壁的残积层表现其独特的古地理背景。

天山也有类似的风化壳存在。在博罗霍坦山的山地均夷面上(3 400—2 900 米)覆有氯化物古风化壳。E. 诺林(Norin) [1]认为保存于第三纪地层的盐分，受到淋蚀而为基岩的风化层所吸收，证明现在的均夷面必然是古老低地上升的结果。实际上这种残积层的出现，不必和老第三纪的沉积岩连系起来。这种古准平原化的岩面上的风化壳，可能属距古海较远的 BWh 气候下的含盐风化产物。后来隆起在荒漠性山地垂直谱系里而被保留下来。总之，山地古残积层的存在是一定类型的气候和一定新构造运动环境的标志。

*本文原载《地理学报》第 29 卷第 2 期 1963 年 6 月 109 页—125 页

原生粗碎屑状的残积物，亦广泛分布在各种不同高度的均夷面上。曾为第四纪冰川覆盖过的山地均夷面上，遗留冰碛并不太多，但高山冻裂风化作用占有很大势力，产生相当多的粗碎屑状的残积层。在阿尔泰的东南段(青河)2 200 米高的茹叶尔克套和库劳沙拉等花岗岩地区，岩层沿节理进行强烈风化，形成一片巨大岩块垒成的“岩海”，骑马过此，越趋难行。

天山小尤尔多斯的山地均夷面(3 300 米)上，见有细土夹棱角石块的残积层，属于永久冻土性质，夏季表层融解，但到秋季，强烈的霜冻作用开始，细土较多部分，水分冻结成核心，并逐步扩大其体积，把石块推到四周，同时使地面向上浮起；到夏季融解时，又复降下，地面形成多角形的石圈。细土部分生长许多蒿草(*Cobresia* sp.)。这种多角土的出现，表示高山残积层在冰缘气候下的形态特点。

低山带的均夷面上，受到长期干燥剥蚀作用，地面累积很多碎屑状的残积。阿尔泰东南的北塔山山前均夷面上，露出花岗岩的剥蚀残丘。被剥落的围岩(黑色片岩)和花岗岩本身的残积物质满布在均夷面上。只有当春季融雪时，浅谷中积有黄色的冲积细沙。在残丘上的

围岩里以及和花岗岩的接触面上，出现棉絮状的石膏，说明这一带干燥剥蚀和热力风化过程均在强烈进行。

此外，阿尔泰山前由较平整的第三纪地层所组成的平原顶部，风化残留的细屑被大风吹刮到沙漠里去，留下乌伦古层夹层中的大片乳白色极圆的石英小砾，B. A. 奥勃鲁契夫(Обручев)称之为“白石戈壁”。

(2)坡积层 山地坡积包括各种机械组成如石块、岩屑堆和砾石等。坡积层可分为二类：一类是以重力作用为主的倒石锥；一类以冻土滑动为主的泥流堆积。阿尔泰山带和亚高山带的花岗岩或其他块状岩地区受到强烈冻裂风化作用，使岩石露头沿节理破裂成为石块体，顺坡面下移，后来气候变暖，逐渐为森林带的植被和土被所覆盖。在今日中山带落叶松和云杉林下，复有厚层苔藓和枯枝落叶层的细土下部，还保留着许多未曾完全风化的大石块，表明森林带在第四纪最大冰期时曾有过冰缘气候，当时植被稀少，倒石锥型的坡积可以一直延展到此带。最近森林带下部由于人类砍伐木材、修筑公路，使坡面土层松动，促使新倒石锥的成形。

在高山绿色片岩和千枚岩地区，冻裂风化的鳞剥作用特别强烈。碎屑状的风化物混合雪水、雨水向下坡移动，成为极厚的坡积层。由于这种块体运动产生了特殊山坡形态峰顶出现狭隘的梳状峰脊；两侧为斜坦的风化剥蚀面，逐渐向下转折成为岩面秃露的凸形坡，而下部则为堆积坡积物的凹坡形。

泥流的形成必须具有永久冻土层的特点。沉积物的融解层在永冻层面上移动而成泥流。其物质来源常是局部分裂出来的多棱角石块，分选极差，其中细土亦不成层；有来自冰川作用区再经搬运的冰碛物，因而其中夹有冰川漂砾，这很易和冰碛或山崩堆积混淆不分。

高山带山坡由于受第四纪冰期和间冰期泥流作用的影响，阻止了一般沟谷的发育，时常形成山坡平滑浑圆的地貌。当然由于构造和特殊的岩性也常有这种例外的情况。在富蕴的阿尔泰山由海西花岗岩组成的山峰，冻裂风化作用促使两组节理斜交的花岗岩发育成尖峰矗立的山脊，看去很象喀斯特峰林(图 1)。从花岗岩风化和移动下来的石英和长石组粒，通过泥流作用，堆积在 U 形谷里。这里因有永久冻土的存在，夏季融解层中的水分和雨水都不能下渗，使谷底常呈高山湿原景观。



图1 阿尔泰山萨拉嘎尔花岗岩地区冰期的冰川作用及冰期以后泥石流和霜冻作用所形成的地貌

高山阴坡冻土特别发育，夏季表层融解以后，犹如鱼鳞状结构向下坡滑动，到达谷底，形成凹坡地貌，有时和洪积扇结合起来冲出支谷口，把主谷的河流推向对岸。曝向日光更多的阳坡，冻结的坡积融解较速，物质移动较快，坡面要显得陡峭一些，因而高山冰缘区，常因不等量坡积的活动而产生不对称河谷。

阿尔泰山东南段(青河)的中山带(2 000 米)有些槽谷中，堆积相当厚的细黄土和具有棱角的石块，这是第四纪时从山坡移下来的泥石流，冰期以后气温变暖，永冻层消失，径流下渗，而且水量不足，无力搬运出这种泥石流堆积。

北天山高山冰川区，倒石堆发育在陡坡下，厚度相当大，聚积在谷地里，可以形成石河。根据 c. 瓦尔哈弗蒂许(C. wharhaftig)的测量和研究，石河的厚度至少超过如米以上，运动才能开始。

在昆仑山的内部高山带寒荒漠的冻裂风化和干剥蚀作用交错进行，山坡倒石锥下泻长达500 米以上，倒石锥下部石块常为氯化物所胶结，足证昆仑山为强烈的荒漠性山地。新疆的低山地区由热力风化干燥剥蚀所形成的坡积都是粗大的碎屑物质，分布相当普遍。

(3)冰碛层 新疆在第四纪时期，山地不断上升，高峰耸立在雪线以上，因而山地发育半覆盖冰川和山谷冰川等。新疆第四纪冰期的发生，除构造隆起原因外，亦由于整个地球总的气候条件与现在不同，从西方进入到中亚干燥区的气旋，在高山地区特别活跃，因而发生周期性的冰川作用，并遗留下来标志着不同时期的冰碛。新疆山地冰川最早期规模最大，其后逐次减弱。

阿尔泰山隆起高度平均在3 000 米左右，除奎屯峰外没有现代冰川；但第四纪古冰川一相当活跃，有明显的三个冰期。在新疆境内的阿尔泰山西北段，接受水气较多，2600 米的均

夷面上，曾发育过大规模的覆盖冰川。由于地势缓坦，邻近高地未能供给冰川以大量作为雕琢工具的物质，因此第一期冰川退后，均夷面上留存的冰碛不多，第二期冰川以谷冰川为主，分布在冰盆和槽谷里，有些终碛一直可延伸到今日中山带的森林范围内。第三期的冰碛只见于高出均夷面上的高山冰槽和冰斗里。

阿尔泰山的东南段，地位偏南，气候比较干燥，高山地形也被河流分割得较为破碎。一般来说，古冰川作用的规模不如西北段大。最早期的冰川如在青河杜尔根所见，冰川槽谷一长二十余公里，纵剖面坡降较大，两侧谷坡供给主谷的物质较多，因此古冰川的挖掘能力强，沉积的冰碛亦特别巨厚。底碛表面作波状起伏，都由巨大花岗岩及各种变质岩的漂砾

和一些分选不佳的细砾所组成。冰碛面上分布无数积有细土的小干湖，表碛冰期时表碛注处聚水，而下部具有不透水的冰层的特征。第二期冰川，在同一槽谷内，只推进到大海子的前端，出现封闭性的终碛，高出谷底 80 米厚，达 600 米，形成一个半环形的天然巨坝。第三期的冰川终碛：只见于涅什套高山的东麓，一部冰碛压覆在大海子湖相沉积的上部，是规模最小的一次冰川作用。

天山冰期的次数争论颇多，有人认为三次，有人认为四次。[1]看来上升剧烈而山体宽大、降水比较丰沛的新疆西部天山有过四次冰川，而干燥陡急的东部天山可能只有三次冰川。第四纪最古老一期的冰碛大部已被破坏；但亦在许多情况下，其时最巨大的山谷冰川可一直延伸到山麓平原上。：象北天山北坡巴音果勒谷口喇嘛庙之北，中生代、新生代地层组成前山山脉之间，海拔 1 500 米处，就有这种终碛的分布，厚度达 90—100 米。当巴音果勒冰川撤退后，喇嘛庙附近的槽谷里，满贮冰水沉积物。现在巴音果勒河下切在冰水沉积层中，深达 60 米犹未及底碛。南天山南坡的强台林苏冰川，曾到达海拔 11616 米高度，终碛厚度超过 16 米；但已备受侵蚀，失掉了自己的固有地形。较古老的第二期冰碛未被搬出山区之外，而且常保留着环垄岗的地形；但在天山莫札尔特冰川的第二冰期的冰碛中，巨大花岗岩漂砾被埋在地下部分保存完整，而地面部分，已为剥蚀作用所破坏而被峭平，形成斜倾的剥蚀平原[3]。至于较年青的第三期和第四期冰碛，分布在上游高山深谷之中，是一种由岩块漂砾、沙和粘土相互混合，无分选，无层次的地层，仍保持着完整的原始冰碛层地形。北天山的冰碛层，由于山脉狭窄而陡峭，有些地方，新老冰碛迭置，不易划分。例如大牛冰川下

游槽谷中，Q3 和 Q4 二期冰碛挤压在一个地点，形成二个不同高度的冰碛面，较高的为 2910 米，稍低的为 2800 米。北天山新构造运动相当剧烈，许多冰碛都被深切河谷所破坏。南天山古冰川的冰碛保存较好，这可能和干燥气候有关，而部分亦取决于局部条件：如雪原特点、坡降、岩石成分、邻近山地及坡向等对冰碛分布的高度和长度都有很大的关系。

昆仑山地也有明显的四个冰期。西昆仑的布伦库尔盆地里，充塞着古老的和年青的冰碛层，盆地南侧的昆格尔山麓有排列整齐的三级冰碛阶地：第一期最古冰碛层高出盆地 230 米；第二期冰碛分布高度约 180 米；第三期高约 80 米，同期的中碛分布在盆地的中部。第四期的冰碛顺着串贯上述阶地的河谷一直延伸到山麓(图 2)。同期的冰碛亦见于布伦库尔盆地出口东侧支谷。冰碛新鲜，极少风化细土，年轻冰碛垄推进到主谷里，并且有三个小冰期的终碛垄，在退缩过程中，保存在槽谷里。

现代高山冰川的冰碛，主要分布在高山的山汇部分，例如阿尔泰山的奎屯峰、天山的腾格里峰、依林—哈别尔尕山、博克多山、昆仑山的穆斯塔格、昆格尔塔格等，都有许多放射式的悬冰川或山谷冰川，最低的终碛可以分布到 2953 米(腾格里峰的强—考宰拜依冰川)。其他高山只有一些小型的悬冰川和冰斗冰川。

新疆的山谷冰川具有土耳其斯坦型特点，这一类型的冰雪来源直接由陡坡崩雪补给，强烈的冻裂风化作用使冰舌为大部风化物质所埋盖。近年来北半球气温普遍增高了 1.5℃ 高山冰川累积量变小，消融量增大，致使冰川向后退缩。新疆山谷冰川常被巨大倒石锥和谷壁崩坠物掩覆于舌部，使其处于热绝缘的情况下。冰川因融解，下陷和退缩而使前端形成石冰川，在一定的厚度条件下，继续推动前进，有时堰塞河道。

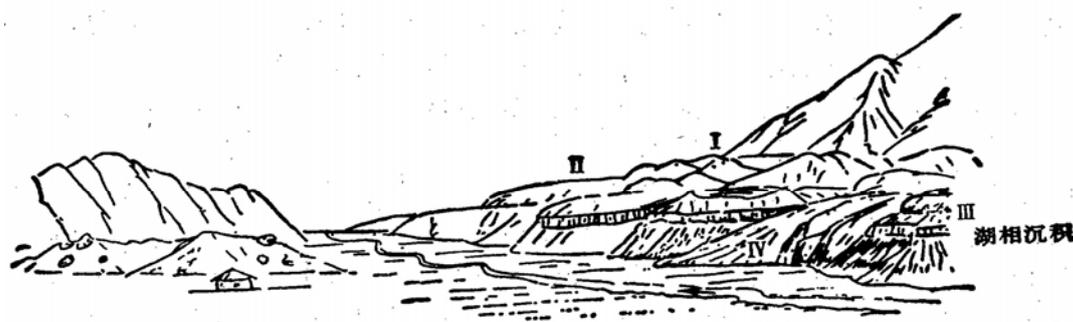


图 2 空格尔山南麓四个冰期阶地及湖相沉积

1)B. A. 费多罗维奇认为有四次，见文献[3]；严钦尚同志在中国第四纪研究三卷，一二期“中国西部天山冰期的次数和性质问题”一文中认为只有三次冰期。

(4)冰水沉积层 现代冰川以下的河谷冲积层，都属于冰水沉积物的性质，包括分选较好的阶地沉积物与河床沉积物。阿尔泰山地的额尔齐斯河及乌伦古河都有广阔的。阶地和河漫滩。高阶地上沉积红色砂土和砾石层，夹有铁质胶结物，可能是最早期冰川剥蚀准平原的残积而被流水搬运下来，沉积在这里的产物。低级阶地上的沙砾层，质地纯净而疏松，极易崩塌，这很可能与阿尔泰山后期处在冰川和冰缘气候条件下植被很少，冻裂风化作用特别强烈有关。至于河漫滩上的沉积完全是冰期以后的产物。由于植物繁茂起来，这种沉积的粘泥粒级含量增多，并为有机质所固定；但仍有不少沉积物处在原始的成土阶段上，大部仍是砂粒质，只在表层有淤泥团结，一经河水冲刷仍易崩散。

天山的冰水沉积层广泛分布于冰水补给的大河谷里。上中游的高阶地上，由于河流下切很深，只残留一些巨大漂砾，甚至冲刷净尽，只在下游低山带内，保存和四个冰期相应的冰

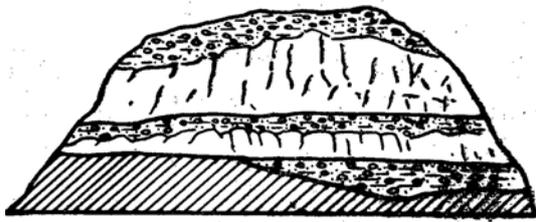


图3 昆仑山北麓克里雅河阶地砾层中夹有第四纪玄武岩

水沉积阶地。在北天山北坡，下第四纪冰水沉积物分布在前山带河谷里的最高级阶地及第三纪地层组成的背斜层的顶部。玛纳斯河谷在红沟煤窑最高级阶地的冰水沉积中，冲积黄土复层独厚，各级阶地依次降低，黄土层逐步减少。说明它和冰期冰川规模变小的

规律相符。第四纪初褶皱起来的三道河子背斜层曾一度为河流所削平，其上再沉积 Q2 的冰水积物，其后再度隆起，而使北翼部分的沉积陷没于近代洪积层之下。在前山平行纵谷里，沉积巨厚的黄土砾石，都属较古老的冰水沉积物。天山北麓，这种沉积的倾斜面掀起达 $9 \cdot 5^\circ$ 之多，说明第一次冰期以后的新构造运动对它的影响。此外，安集海背斜的北翼属于 Q1 时期冰水沉积的砾石层受到逆掩断层的影响；霍尔果斯河谷阶地、红山口玛纳斯河谷阶地的冰水沉积层中，都有明显的断层通过现象。

天山南坡许多大河谷里亦多冰水沉积物的分布。大河出山口后，这种冰水沉积物在山

麓地带深受新构造运动的影响。覆盖在年轻的前山带如轮台—库车、秋尔塔克、阿图什（喀什）等处的第四纪 Q1 或 Q2 的冰水沉积层，均经褶皱，倾角很大，可达 20° — 30° 。很多地方的阶地（如铁门关）冰水沉积变位并发生断口。从地震资料证明，这些地点的地壳活动，到现在还不时在进行着。

昆仑山的冰水沉积物数量可能没有天山那么多，因它的位置靠近北纬高压带，比较干燥，即使在第四纪时，冰川的规模也没有可能比天山更大一些。但在大河谷地里如盖孜河、叶尔羌河、喀拉喀什河、玉龙喀什、克里雅河等都广泛分布着冰水沉积物。山麓带的冰水沉积也有变位现象，例如英吉沙和莎车之间三列背斜层顶部，下、中第四纪的冰水沉积物被抬高出平面 450—250 米不等。克里雅河谷口，第四级阶地冰水沉积的砾层中，夹有相当于 Q2 时期喷出玄武岩层（图 3）。在现代谷底冲积层上，亦可看到近代的玄武岩堆积，可见昆仑北麓，第四纪新构造运动和火山活动都很强烈。

(5) 洪积层 新疆山区，每遇暴雨急流，各种成因的沉积物就被河水带到坡度较缓的宽谷或山间盆地，形成大小不等的洪积扇。尤其在草原或荒漠性的中山或低山带内，植物贫乏，干燥剥蚀作用非常强烈，洪积物的堆积特别活跃。天山南坡和昆仑山北坡主要河谷里的河道常被支谷冲出的洪积扇所推移，有时主谷的大部冲积层竟被支谷的洪积覆盖起来。主谷里的堆积物质，突然变得比上游粗大，而且分选很差，河床幅度变宽，地面径流下渗，有时形成了辫状水系。这种河谷沉积已非单纯的冲积层，而是一种冲积—洪积的混合物。

(6) 湖相沉积 新疆山区湖相沉积的分布面积很小。阿尔泰山东南部的边海子、中海子和大海子分布高度在 2200—2640 米之间。其湖相沉积上部为带有锈斑的棕色亚粘土，下部为灰白色的亚粘土，底部则为夹有很多锈斑的蓝灰色粘土，更下为冰碛层。湖相下部沉积应属于第一间冰期，而上部沉积属于第二间冰期，其表部可能为第三冰期的冰碛或冰水沉积所覆盖。这种湖相沉积有永久冻土的存在，一所以湖岸沼泽广布。由于冻土的冰层冻结向上膨胀而产生坟起的冰丘，有时把底部的第一期底冰碛掀上来，暴露在外面。

天山大、小尤尔都斯盆地位于 2420—3100 米的高度。这些都是断层盆地，它们的中部是在第四纪冰川沉积和湖泊沉积的基础上，发育着年轻的开都河冲积平原。大尤尔都斯盆地东坡强苏地区，‘有四个不同高度的冰碛，最高一级达 350 米；其下为 120 米厚的黄土

状亚沙土层，这可能属于第一冰期的冰川边缘湖相沉积物，由于冻土搅动剧烈，已失去成层的湖相沉积的特征(图 4)。更下一级高约 240 米，最下级为 20—30 米的冰碛。最后间冰期的湖相沉积直接为现代年青的河流冲积层所覆盖，由于现代永久冻土掀动作用而被透露出来。在小尤尔多斯盆地北岸石灰岩区流出地下水特别丰富，平原地下水冻结不断扩大冻晶体，使灰白色亚粘土的湖相沉积(夹有平卷螺)坟起引成冰楔多角土网。成行排列着突起的狭脊，高出地面约 10 米；其间陷落狭长低地，往往积水成为沼泽。在大尤尔多斯盆地里，分布许多直径 1—2 米的冰丘和陷落水坑，这些都是湖相沉积中永久冻土膨胀和收缩的结果。盆地中心部分，由于渗入土中的水不易进入下部湖相沉积的永冻细土层中，形成大面积的沼泽，开都河蜿蜒流行于草墩沼泽之间。

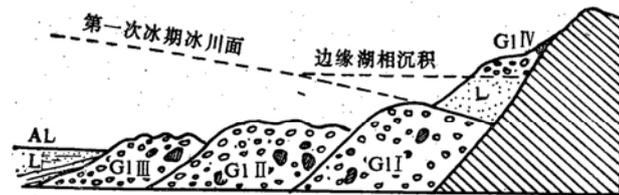


图 4 大尤尔多斯的第四纪山间盆地冰川沉积强苏地区代表四个冰期的冰碛及湖相沉积层

昆仑山地缺少象南天山那样巨大的山间构造盆地。高山湖泊，亦因分割强烈而大都消失。例如西昆仑塔什库尔干冰槽北端的下阶地，在河流切割的阶地剖面中，出现黄色细沙和绿色粘土所组成湖相沉积，厚达 7 米，其中夹有针状石膏，属于间冰期的沉积。石膏的出现，表示间冰期气候还是相当干燥的。

在塔哈曼和喀啦库尔之间，由片麻岩组成的小帕米尔高原上，出现古冰川谷地，海拔

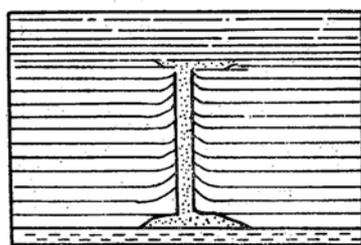


图 5 小帕米尔高原上湖相沉积中的冰楔现象

在 3 700 米左右。被现代河流分割的底碛剖面中，夹有成层黄色细沙和绿色粘土是湖相沉积层。湖相沉积的下部现出很多的冰泥卷(involutlon)(图 5)。这是一种紧密褶皱起来的土层，常发生在永久冻土活动层的底部。当秋季开始冻结时，在形成冻结中心的过程中，水

分因为被下部不透水的冻土层所阻，不得下渗，逐渐冻结成为冰层，此层向下膨胀，为永冻层所阻；向上膨胀，又为上部厚层所控制，因此土层变形只限于活动层的下部。这种具有冰

泥卷的湖相沉积，表现第四纪在这里曾有过间冰期的冰缘气候。

这里湖相沉积的剖面中，另有一种第四纪的冰楔(Ice wedge Cast)现象。当严冻时期，土层紧缩而产生裂隙，深达一米许，夏季融冰，裂缝中充填了很多细沙，后来再次冻结时，侧壁压缩把部分沙挤出到地面上。邻近冰楔的平行细沙层，受到压力而变形。后来上面覆有更新的间冰期湖相沉积。这种冰楔的出现，亦表明间冰期高山冰缘气候的存在。

在盖孜河进布伦库尔宽谷处，右侧阶地里，夹有相似的绿色湖相沉积，其时代大概属于第二和第三冰期的间冰期。

低山带内的湖相沉积，缺乏永冻的现象。其特性和大平原上的湖相沉积，颇相近似。可以焉耆盆地的博斯腾湖为例。该湖现代湖底沉积具有明显的相的变化，靠近岸边为冰水沉积来源的淡黄及灰色沙子，很厚而成层。在接近湖的中心处，主要为腐泥及淤泥。根据1975年湖淤泥钻探岩心的研究，现代湖的年龄不过4千余年。E. 诺林亦认为现代湖泊为湖盆中第四纪最后期的湖泊，古湖占有比现在湖泊更大的面积。古湖相沉积广泛分布于库鲁塔克山麓和阿克贝尔库姆(沙丘)之间，包括具有互层带黄色亚粘土和淡黄及棕色的细沙，一部分为库鲁塔克的洪积所掩覆。他又认为古湖相沉积是这里沙丘沙子的主要来源[4]。H. T. 库兹涅佐夫和 E. M. 穆尔扎耶夫指出古代开都河上游大小尤尔多斯盆地湖水下降及消失，曾使博斯腾湖获得更多水量的补充[5]。由此看来第四纪山区径流变化，对平原湖泊的扩大和缩小影响很大。

(7) 风成黄土及亚沙土 新疆的黄土主要分布在准噶尔界山和天山北坡以及大河向山内延伸部分。它的形成是和冰川物质的来源以及干草原的环境有关。每次的冰川沉积物由山地搬运下来，堆积在荒漠性的平原里。这种缺少胶质的沙粒被风吹扬而形成沙丘。细小的沙尘，经涡旋气流运升到高空，遇到山坡，气流缓弛下来，而使沙尘下降到坡面上。但其形成黄土相的堆积，还须有适合的堆积条件。在高山和亚高山带，降落的尘埃，每被霜冻作用搅乱在土壤之中。在森林带里，下降尘埃被较多降水从树叶上刷落在林下，而和生物作用的成土过程结合起来。只有低山草原最适于黄土生成环境。这里霜冻作用不甚显著，下降尘土为草类和灌丛所囊蓄，而被风雨打落在地面上。在干燥气候条件下，这种尘埃不致被搅入到土层的下部，因而通过黄土的成土作用，形成黄土堆积层。黄土富钙，而钙就决定低山草原带

许多地球化学的特色。除此以外，还有不少黄土属于次生的坡积、洪积和冲积性质。特别象冲积黄土，是和干燥的冰期、谷地冰碛和冰水沉积细土的吹扬和各种坡面上的冲刷有关，因而大河的阶地冲积黄土一直可伸展到谷脑邻近。在高山谷地里，阶地冲积黄土沉积层愈厚，显示当时冰川作用特大，所以黄土常被采用作为地层对比的一种标志。

昆仑山北坡荒漠上升到 3000 米以上，由塔克拉玛干沙漠吹扬来的风成亚沙土，覆盖在坡面上，其上限可达到 3 900 米。这种风积物干燥的第四纪一直到现在进行堆积。山麓坡面的亚沙土作弧形状的堆积，成分较粗；愈向上坡成分愈细。整个坡面上，未见受到大规模的流水冲刷和崩塌现象。由于昆仑山北坡具有特强的荒漠性，坡面上堆积的亚沙土中，迄未形成黄土所具有的特性。亚沙土含有未能淋失掉的碳酸盐，故属于碳酸盐风积风化壳类型。荒漠山地植物稀少，腐殖质不丰富，因而亚沙土层松散，不能形成黄土。

二、新疆山间平原第四纪沉积类型和其相应的地貌及气候条件

新疆北部的准噶尔盆地和南部的塔里木盆地都是巨大的内陆封闭盆地，周围上升的山地受到各种营力的破坏，把物质输送到盆地而重新堆积起来，其厚度超过 500 米以上。

广大盆地中，第四纪沉积的主要类型为山麓洪积层和冲积—洪积层以及平原的冲积层、湖相沉积层和风积层。长期以来，平原的地貌和气候变化不象山地那样复杂，因此平原的沉积类型比较简单，但分布面积相当广泛。

(1) 山麓洪积：层和冲积—洪积层 新疆构造隆起的山地，河流比降很大，常比山麓平原的坡降大好几倍。暴雨和融雪形成的急流，挟带大量淤泥、石块、砾石和漂砾沿山谷向下移动，一出山口，河流比降减小，流速变缓，产生巨厚的山麓堆积物，可以形成规模很大的山前缓倾斜平原。

山麓堆积物可分两类：一类是由冰川补给的大河塑造而成三角洲，大部具有冲积—洪积物的特性；一类是临时性泥石流造成的洪积锥，则以洪积为主。这些堆积物的共同特征是由山麓向前分选愈细，而地下水的排水条件亦愈向前愈差。

阿尔泰山前平原属于剥蚀隆起性质。临近山麓只有一些小河堆积的洪积扇，至于大河如额尔齐斯河、乌伦古河、克浪河等，由于第四纪山前平原隆起，形成下切谷地，只在末梢出现古三角洲和现代三角洲沉积。这种三角洲以砾石和砂为主，上部残留细土物质。乌伦古河

古三角洲曾一度扩展到夏子街附近。古三角洲沉积物中，大部粘土细粒被风吹走，留下很少很薄的土层。现代乌伦古河三角洲沉积的细粒较多，风蚀作用仍很剧烈。

准噶尔盆地的西北部，山势较低，但在山前平原上，下第四纪洪积砾石广泛分布。这是一种红色粗沙，含有较大石英颗粒及卵石层，作水平状态覆盖在被分割的侏罗纪、白垩纪及第三纪地层之上。这种沉积物的产生，当在新第三纪山地隆起之后。其岩相颇不一致：离山近处，粗石碎砾较多；远处则为细砾；最后为黄土状的亚沙土。由于它和第三纪的戈壁系直接联系，所以 B. A. 奥勃鲁契夫称之为上戈壁系(Q1) [6]。在黄羊泉及百个泉子附近，这种淡黄沙和胡桃般大小的砾石层中，出现冰泥卷。可能当第一次冰期时，这里是属于冰缘气候的环境。此外在成吉思山麓，分布许多较年轻的洪积锥，一般倾斜度很大。

天山北麓前山褶皱带的前缘，分布更厚的洪积物和冲积—洪积物。它们互相联结而成洪积—冲积平原。一般洪积层上部，覆有细土，下部为相当厚的砾石层和碎石层，有时压盖在质地纯净的冰水沉积物之上。暴露在外部的洪积砾石，特别是花岗岩。最易风化，一触即破碎。洪积锥面非常干燥，地下水只靠有限的潜流和雪水所补给。发源于冰川的大河如玛纳斯、霍尔果斯、奎屯河、巴音果勒河等，带下大量冰水沉积物，而在山前堆积为巨厚的冲积扇。砾石层透水性很强，大量径流散失在砾石层中，因此潜水极为丰富。扇面覆有黄土状物质。

天山南麓的洪积锥，大都来自中山带或低山带的泥石流为主。质地粗大，倾角较陡，洪积锥下部物质分选较细，出现洪积裙。大河塑造的干三角洲则以冰水沉积物为主，其中夹有部分从中山带或低山带冲出的洪积碎砾，因而把这种混合沉积物称为冲积—洪积层。有些大河流如阿克苏河、渭干河以及天山西南端的克兹尔苏，通过细粒物质组成的中、新生代地层，因而使河水中粘粒成分大为增加。这种细土往往形成干三角洲中不易透水的红棕色粘土夹层，创造了有利的水文地质条件，使有可能利用承压水来进行灌溉；但另一方面，土层渗透系数小，并从年轻地层中带来很多盐分，增加土壤改良上的困难。

昆仑山的隆起量最高，因而剥蚀过程亦最剧烈。山前堆积的洪积和冲积—洪积层厚度亦最大。在民丰南尼雅河峡谷，露出 180 米的第四纪砾石层(图 6)。在英吉沙和莎车之间山前背斜断裂带内，约有 450 米厚的第四纪砾石层。根据地质资料在昆仑山山前凹陷中新第三纪及第四纪最大厚度约 5500 米。

昆仑山现代雪线以下的短小河流以泉水补给为主，水量有限。山区第四纪冰碛或干燥剥落的岩块很少参加到平原组成中去。但是发源于雪线以上的大河流，夏季融雪时，滔滔洪水，带下来大量的沉积物质，堆积在山前平原，其成分以粗糙的变质岩结晶岩古优势。在山口，常冲出巨大的漂砾。克里雅河河床砾石中时出现头颅般大黑砾，这和该河流域内第四纪的火山熔岩有关。昆仑山山前倾斜平原坡降很大。宽度最大处，可达 80 公里。平原下部砾径变小，地势亦变得平缓。皮山、墨玉、于田等地钻孔记录，大部为沙和砾石的夹层，甚至离山很远的平原区，都是属于粉沙组成的物质，并不能证明 E. 诺林所说第四纪后期这里曾有过巨大的湖泊[7]。

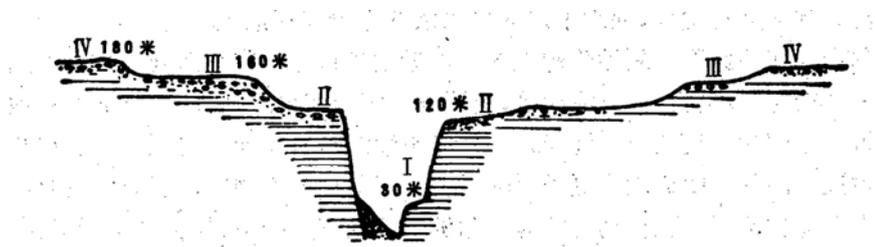


图 6 尼雅河及阶地冰水沉积层

西部昆仑山在第四纪时期发生间歇隆起作用，大河在山前形成五个不同年龄的扇形地，增加缓倾斜平原的幅度，并在前山河谷中出现四级阶地，而且和高山古冰槽中四个冰碛垄的数目相符。以布伦库尔的例子最为明显。平原阶地沉积中夹有大量的石膏和盐分，可以称之为石膏盐壳。这是第四纪以来长期干旱气候下的产物。另一方面当老第三纪时期，西昆仑山北麓为古地中海海湾所据，今日所见海相沉积系中，不仅含盐，亦夹有大量石膏。因此，山前洪积层中的石膏和盐分，必然受到这种较老地层盐分重分配的影响。一般看来，阶地愈老，石膏盐壳集聚愈多；阶地愈新，石膏盐壳愈少，而在第一阶地和河漫滩上，几不见有石膏盐壳的踪迹。B. B. 波雷诺夫认为这种风化壳的生成，早先始于离地面不深的潜水面附近，后来构造上升，使潜水面下降，引起盐土淋洗[1]。但在荒漠气候下，盐分不可能淋洗得很深，而且往往集中在砾层凸镜体的下部。高级阶地沉积中，石膏和盐特多、并不意味第四纪早期特别干旱，而是阶地脱离地下水的時間很久，因而从沉积中析出的石膏晶体较多。

在墨玉和皮山之间，常见洪积平原下部，地面有多角土网系的存在。这种多角土和亚

高山所见的在成因上有很大的区别。主要由于洪积层中的石膏，在脱水和水化过程中，使石膏层膨胀和收缩而产生龟裂。地面裂缝常为细沙所充填，遇到偶然性的降雨，雨水沿裂缝中的积沙下渗，地面纹理显得特别清晰。在冲沟剖面中，可以观察到一层或二层的石膏层，每层的厚度可达1—1.5米。石膏胶结层在裂缝之间形成收缩一团的涡形体。而在裂缝中，有钙质循环积沙淋溶下来。在其他洪积剖面中，常见有丛草沙丘被洪积覆盖情形(图7)。以上这些都足以说明第四纪以来昆仑山北麓洪积平原具有长期气候干燥的特征。

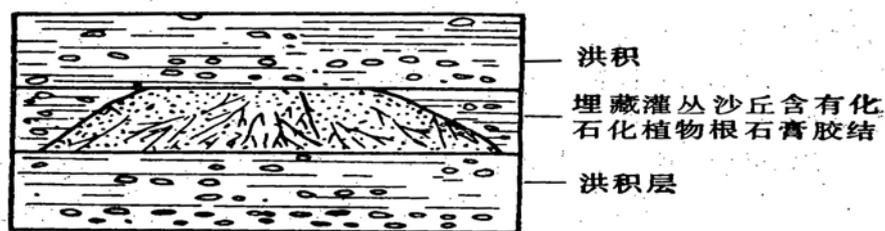


图7 墨玉皮山间冲沟中的洪积层剖面显示埋藏沙丘

在皮山以东不远地方，洪积平原下部隆起许多高出平原2—3米的小丘，长达15米，宽约6米，东西成行排列。这种小丘的形成，也和洪积层中的石膏局部膨胀和下部盐结晶体扩大有关。R. V. 克莱尔斯贝尔格(Klelsberg)曾指出萨马尔干南阿莱山支脉南麓平原，散布大小不等的坟状圆丘，认为是第四纪古平原面剥蚀和侵蚀的残余产物[8]。按其描述形态很有可能是和昆仑北麓同纬度地带洪积层石膏盐壳相似的特殊地球化学成因的隆起体。

(2) 冲积层 巨大的冲积层出现在大平原的中心部分。阿尔泰山前隆起平原冲积层的分布，只限于河流下切的谷底部分。天山北麓的冲积层，组成宽大的平原位于上述洪积-冲积平原的下部，年龄比较古老。冲积层由亚沙土和亚粘土交互组成，在土耳其条沟剖面中，出现类似湖相的粘土沉积，可能曾有过局部的沼泽。由于山前河道时常变迁，因使第四纪冲积层的成分和厚度都有较复杂的变化。冲积层中细土的含量相当高，这和天山北坡的黄土沉积以及森林带的风化产物有一定的关系。山区岩石含有多量的盐分，因此平原冲积层表部有脱离地下水位很高的结盐现象。玛纳斯河以东，有些河道在融雪季节里，洪水一直涌进沙漠里。象莫索湾附近的平原，可以看到洪水冲积层和风积层互相交织的层次，下部并有沙质透镜体，含有丰富的地下水，可供开采。

天山南麓洪积平原的前端，有东西横亘的宽广塔里木冲积平原。主要由大量灰白色细沙

组成的冲积层。根据勘探资料，第四纪冲积层厚达 400~500 米。冲积层的来源，主要是从高山带下来的冰水沉积物，分选成细小的泥沙。在洪水季节里，塔里木河不断淤积填高河床，河道不时向南北迁徙，因而冲积层变得愈厚愈宽。

塔里木河灰白色冲积层，常和北缘天山洪积平原的淡红色亚粘土交替沉积，在最近时期里，两种沉积物堆积势力互有消长，而常变动其分布范围。

1) 在 A. H. 彼列尔曼：景观地球化学概论。第十四章中，讨论到 B. B. 波雷诺夫关于乌斯秋尔特石膏荒漠景观起源问题。

昆仑山北麓亦有巨大的冲积平原。冲积层面向北微倾，与河道方向完全一致。大河如叶尔羌河、和田河和克里雅河都有三角洲伸向塔里木平原。平原冲积层具有岩相一致的纯净细沙层，厚度很大，其中亦有少数沉积于古河道内的坚硬泥灰岩露头。

(3) 风积物 盆地中心部分气候最干，植物很少，风力为堆积的主要营力。强大的风吹扬起古老的冲积物及少数洪积物而成为大面积复杂系统的沙丘。

准噶尔盆地的冲积平原的堆积面，向北向西微倾，大河分注于北部及西部洼地，成为积盐的中心。由于地面获得厚层盐壳的保护，少受风蚀的影响。当春夏之交，北风强劲，可以输送“戈壁砾石层一中的沙粒，白垩纪及第三纪残积中的沙粒以及一般洪积锥中的沙粒，堆成沙丘。小拐附近，在风化较强的古老沙丘上，复有北部洪积来源的红色粗沙。东部阿克库姆的沙丘，常由白沙组成(来源于乌伦古台地索索泉系中石英砾层的风化产物)。往南去是大片南北纵向排列的垄岗沙丘，高出地面 20—30 米，都是广大冲积平原上的就地起沙。冲积层的粒级愈南愈粗，因为主要的大河都是由南向北流的，而沙丘的组成物质一愈南愈细。小于 0.1 厘米的沙粒向南增加，这是和北风的分选作用有关。在沙漠南缘偏北的气流，受阻于天山，发育成为迭瓦式的横向类型沙丘。更折向东则为南北向排列的新月型沙链，表现强盛偏西风的作用。整个盆地内沙丘分布形式，可以看出第四纪高气压的大气环流系统。虽然冰期以后，气候稍有变化，雨量略多，沙丘盛长琐琐和草本植物，逐渐趋向固定，但部分沙丘还继承着第四纪的环流形势发展下来。

新疆塔克拉玛干沙漠的沙丘堆积，都是岩相一致的沙层和沙粒，其矿物组成保持昆仑山地河流所带来的沉积特征，证明沙丘矿物和下覆第四纪冲积矿物一致，其中以绿帘石、角闪石、锆石英、磷灰石、磁铁矿为主。又根据皮山、墨玉、和田钻孔记录。都是细沙夹亚沙土及砾石一类的河相沉积。由于盆地雨量很少，植物稀疏，沙层被风吹扬而成沙丘。沙漠外缘接近绿洲部分，多为红柳沙包。盆地中心，大部为高达 50 米的综合新月型沙丘链，活动性很大。当春夏之交，太阳北移，塔里木盆地受热强，气流上升，其时蒙古强大高压系统依然存在，盆地内以盛行的东北风为主；盆地西北部则受西北风的影响，两组风力大体交会于克里雅河的左岸。盆地内以受东北风影响的沙丘最占优势。

(4)湖相沉积 准噶尔盆地中的湖相沉积，一主要分布在最低洼的西北部和西部。在这里，许多湖泊彼此隔离，或者由临时水流联贯起来。湖泊在洼地里，时常迁徙，湖底的沉积也有很大的变化。现在已经变干涸的阿兰诺尔，在湖底沉积剖面中，都是黑色、褐色和灰色粘土，其中有波痕的夹层，表示波峰高度很小，说明湖泊存在之时，湖水不深，掀浪不高。靠近干湖西岸白碱滩公路旁，可以看到湖相沉积中湖岸波纹堆积，厚达 1 米。在下部更老的湖相沉积中，出现龟裂层，显示湖水另一次的变干。阿兰诺尔北部表面沉积层亦现宽大波纹和涟痕，面上覆有黑色粗砾，可能是由河流从邻近“上戈壁系”中冲刷下来的物质。根据文献资料，阿兰诺尔大概是在 1915—1930 年期间消失的。

阿兰诺尔之东为伊赫拉克湖，具有宽广的水面，湖底泥土略微粘滞，或属密实的黄沙，向湖心很快转变为亚粘土，中部则转变为粘滞的灰色淤泥沉积。它的北岸有高出湖面 20 米的阶地和激浪堤，这些说明湖盆是在很久以前形成的，而且曾不止一次地变干。湖水曾撤离湖盆，地面积成很厚的盐壳，并有高大的沙丘，然后湖水又重新充填起来。它和邻近西侧的艾里克湖的两级阶地以及阿兰诺尔西岸砾石沙嘴面联系起来看，可以说第四纪初期这些湖曾是广大的统一体，后来逐渐分裂成为许多残留较小较浅的湖泊[9]。当时乌伦古河的三角洲一直通到夏子街附近，可能有大量的径流补给古湖，后来乌伦古河改道注入到乌伦古湖[10]。盘踞在准噶尔盆地北部的古湖水量大减，湖面因而缩小。其他原因如由于湖泊沉积加厚以及主要水道的变迁而成为交替湖性质。湖泊变干，地下水位下降，湖岸大批沙枣、怪柳、胡杨的枯死，都不足以说明中亚第四纪以来气候日趋干旱。

准噶尔西部的艾比湖盆地。分布一片湖积平原。湖底沉积是很粘的灰色淤泥。近年来由于人们用水过多，湖底日益淤浅，中间凸出一块沙地把湖泊分隔成为二部分：西北部分缺少地表水补给，因而湖水很咸，环岸为八条石垄所围绕；湖的东部分有淡水河补给，水质较淡，湖中满生芦苇，并为以前湖湾盐土所包围，许多辫子状沉积分隔湖面。精河以东，属古代湖湾，厚积盐壳，盐壳之下，为红粘土的湖相沉积，距地表约1—2米以下，为含淡水沙层，从这层中可以取得上升泉，但由于当地盐化、沼泽化强，风势极大，土地少有开垦价值。

H. T. 库兹涅佐夫和Σ M. 穆尔札耶夫认为，补给艾比湖的主流奎屯河，最初保持南北自然方向，后来急剧转折向西行。在车排子以东11公里向北延伸的古河道，向北有粘重和轻松的黄土状亚粘土所组成的古老三角洲，其北侧并有略微隆起的沙洲。推论第四纪奎屯河的沉积，在这里古艾比湖旁淀积起来。其后艾比湖水量减少，并向西移，迫使奎屯河分叉改道而西流。他们推论艾比湖与玛纳斯湖在第四纪初期可能是个统一水体[9]，渐为天山老坝巨大洪积扇所分隔，但这还需要经过钻探，才能确定。

南疆第三纪的湖相沉积分布在库车凹陷和叶尔羌凹陷之中。到了第四纪两大凹陷都为洪积冲积层所充填。只有塔里木盆地东部地势较低，河水汇集而成巨大的罗布泊。这个湖泊时常移动它的位置，因此出现大面积的湖相地层。细粒沙和黄土状粘土交替成层，而黄土状粘土的原始材料是冲积物和风成粉砂。罗布泊盆地是南疆的积盐中心。湖成平原上，厚积盐盖，经风吹蚀而成坎坷起伏的地形。湖东广泛分布膨胀性的盐壳并出现5—6米高的风蚀残丘。洼地周围，保存较老的湖相沉积。因其被风侵蚀成为方山形态，所以过去地质学者把这种沉积物称之为“方山沉积系”(Mesa sediment formation)。其中没有化石可以对比，可能是第四纪初期产物[11]。北部孔雀河古老三角洲以及雅丹区，都有被风侵蚀后再被湖相沉积掩覆起来的现象。只有厚层盐壳区，未受风蚀影响，风蚀面的基准不能下降，湖水面很难达到这样高度。罗布泊的主要河流时常迁徙，湖泊随之移动位置，平原里湖积和风积交错进行。“方山沉积系”分布面积很广，这种风积亦可能是在水系变化的条件下形成的。湖泊有时被淹，有时变干，有时为风沙所积，所以不能夸大古湖泊的面积。

三、 结 论

根据上述新疆第四纪陆相沉积的成因类型和分布情况,可以大致恢复当时的新疆古地理情况。

新疆自上侏罗纪一直到老第三纪,气候在大部地区是一贯干旱的。到老第三纪,地势已被夷蚀得相当平缓,在行星风系的大气环流形势下,北部阿尔泰可能隶属于 Csa 型 1) 气候(植物化石和古风化壳可证明),西部天山一带距海稍近为 Csa 气候(伊犁)(残留古地中海区系中的种属可以证明),离海较远的东部为 BS 气候(东天山及准噶尔)(古风化壳),而南疆西端为 Bsh 型(海相沉积中含盐及石膏),而东部为 Bwh 型(在哈密的微古植物化石证明)。

1) Cfa===无干季而有热夏; csa=夏干而热; Bsh=热草原气候; BWh=热荒漠气候。

新第三纪时期,中亚许多山脉发生强烈的构造运动,其时邻近的古地中海已消失,欧亚大陆大气环流的性质有所改变。新疆盆地周围山脉的隆起,虽然没有现在那么高,但基本地形轮廓大致和现在相同。它们已足够阻止一部分水气从海洋伸入内陆,同时新疆冬季受蒙古高压的影响,干寒的气流进入到盆地,使其更趋向于干燥。整个第四纪时期里北部逐步转变为半荒漠,中部转变为温带荒漠,南部为暖温带荒漠。第四纪初期,河流进入到凹陷的盆地,形成相当大的湖泊。许多沉积物直接由山地运送下来,把盆地古老的地层逐渐封盖在下面。准噶尔盆地北部的“上戈壁砾石系”就是属于这一时期沉积物。在南疆许多地方,上新统和第四纪地层不易划分开来。阿尔泰山的均夷面上,长期发育的红色风化壳,由于山地隆起受到剥蚀,重新和砾石混在一起,堆积在山前高阶地上,亦应属于第四纪初期的产物。

高山第一期冰川活动,显然是在寒冷气候开始时发生的。第四纪初期的冰川规模最大。阿尔泰山的西北部、天山的中部和南部都有覆盖冰川发育在高山均夷面上,并且冰川一直可以延伸到山麓带。在北疆准噶尔盆地第四纪永久冰冻气候的下限可以到达盆地的边缘。昆仑山虽处于更干燥的条件下,但冰川下限在金格塔格北坡廓起喀拉泰一处可分布到 2100 米。东部杜瓦河谷侧碛高度达 2350 米,证明冰缘气候可推到前山带里。

冰期的干燥气候,对于风化作用和风成作用极为有利。在低山河谷中,夏季才有融冰的

洪水带下物质形成山麓干三角洲。第四纪初期平原开始发展为沙漠。北疆草原为更干燥的半荒漠所代替。天山北坡和昆仑北坡开始堆积黄土和亚沙土。

等到第一冰期退却进入间冰期，水系比较活跃，河流带下大量冰水砾石和黄土状物质，填塞河谷和山前凹陷地区。平原湖泊面积扩大，仅露一些山脊把它们分隔开来。平原的冲积和风积两种作用，自始即交替进行。同时山前凹陷发生新褶皱，第四纪下部地层随同疏松第三纪褶皱而掀起，象玛纳斯区的独山子、安集海背斜层以及南疆的秋尔塔克、英吉沙背斜层的顶部都有厚层黄土和砾石层的分布。在山地内部，由于构造隆起，河水深切在充满黄土砾石的河谷里，发育为黄土砾石阶地。玛纳斯河谷红沟煤窑最高阶地上，淤积黄土沉积最厚。山前平行纵谷的凹陷部分，黄土和冰水沉积堆积特别多。邻近山麓的黄土，由山地抬升而产生很大的倾斜度，这些都反映前期冰川作用与风成作用，以及新构造运动势力的强盛。

新疆山地第二次冰川作用的规模比第一次小。从冰碛分布的范围以及冰碛垄的高度，都可说明这次冰川具有高山谷地冰川的性质。阿尔泰这期冰川，在西北部，下限到达中山带，而在东南部，停留在高山带内。但在特别陡峻的天山北坡，象巴音沟冰川一直冲到了山麓1900米处。天山南坡第二期冰川的终碛，还是完好地保持着自己的弧状垄岗群地形，而且在许多情况下，都向山麓平原延伸，说明南坡比较平缓的地势和干燥的气候，有利于保存冰碛的形态。

第二次冰期过后，山区和盆地的沉积，又趋活跃，充填冰水沉积的河谷，又被融解的雪水切割开来。在天山哈尔雷克套和昆仑山地的间冰期绿色湖相沉积，由于山地的上升而被分割。高山到处表现冰缘气候的特征。湖相沉积剖面中，出现各种泥流、冰泥卷及冰楔形态。山麓有些前期隆起缓慢的小背斜层，曾为洪水所夷平，堆积了第二间冰期黄土砾石沉积，继而再度隆起而为前山带的丘陵。特别引人注意的是昆仑山麓克里雅河流域，这一时期的火山喷发。在广大的平原上，冲积的风积继续交替堆积。

上第四纪在阿尔泰只有一次冰川，而在天山和昆仑山有两次冰川，拖长了冰期的陆间。这二次冰期规模都不算大，冰碛都深藏在深山河谷地段，第四个冰期有三个小冰期，在天山和昆仑都有发现。

第三间冰期形成了天山北麓的洪积平原，以及昆仑山麓第三阶地上部建造相联结的干三

角洲。后者覆有亚沙土，并有明显石膏和盐壳以及多角土的存在。冰时过后，气候转暖，河谷被受侵蚀，并形成现代干三角洲与河漫滩。天山北坡与昆仑北坡，继续进行黄土和亚沙土的堆积。北疆的沙丘由于降水稍多，一部分为琐琐、红柳等灌丛及草本所固定或半固定起来，而南疆沙漠仍在发展过程中。山区重力堆积和劣地地貌都获得进一步的发展。

整个第四纪的山地上升运动，到这时期犹未停止。北天山玛纳斯红沟煤窑河谷下切在最后阶地以下 180 米，说明第四纪以后的上升运动犹相当剧烈。戴脱拉(de Terra)认为冰期以后昆仑山隆起达 1700 米。新疆山麓断裂带如阿尔泰的富蕴、天山的牛圈子、南疆喀什的阿图什、康苏以及策勒以南昆仑山的衙门地区都有强烈地震活动。

山麓堆积的厚度和山地上升运动亦很有关系。山地进一步隆起，流水继续从上面带下许多物质，山脉上升快速，砾石沉积快速，故并非完全是气候变化问题。如单就气候来解释，那末阿尔泰的前山沉积为什么那样薄。由此看来构造运动有时可隐蔽气候的影响。B·M·西尼村(1949)认为塔里木盆地新第三纪和更新世表现密集的水文网，应有较湿润的气候特征，故推断到第四纪末期气候才开始变干(1—2 万年内)[12]。E. 诺祿认为第四纪后期，塔克拉玛干中部为巨大淡水海，四周河流环注，带下来大量物质充填在湖里，而在冰期以后干[7]。实际上，气候不可能在最近时间内变得那样快。据南疆沉积层的特点，第四纪并无海相或大面积的湖相沉积。只在莎车、库车及罗布洼地有局部湖相沉积，无证据说明大沙漠曾为海水所淹，而在冰期后的时间内变干。据山麓堆积的分选规律所表现的沉积相，及昆仑洪积平原石膏盐壳的生成，昆仑北坡亚沙土的覆盖，未受雨水冲刷和破坏，都说明新疆第四纪以来气候一贯干旱，未由从湿润而在短期内变得极为干旱的迹象。

H·N. 格拉西莫夫(1937)[13]和 E. M. 穆尔扎耶夫(1952)[14]都提到过第四纪时期邻近新疆地方，有二个多水期。H. T. 库兹涅佐夫认为准噶尔盆地的湖泊，现在正处在多水期[10]。这种多水期的周期性变化是存在的，但亚洲中部湖泊水量的变化，不能认为是亚洲中部气候日益变干的标志。新疆盆地历史时期由考古资料及历史记载证明都是很干旱的。零落废弃，植物枯死，沙漠侵入绿洲等现象可以从河流改道，或由于灌溉不当引起强烈盐碱化，或由于破坏植被以及其他人类活动的影响来解释，现在所有证据还不能作出新疆：“自第四纪以来，在总的趋势上，日益变干”的结论。

参 考 文 献

- [1] E. Norin: *Geology of Western Quruq Tagh, Eastern Tien-Shan*, Stockholm, 1937.
- [2] C. Wharhaftig & A. Cox: *Rock glaciers in the Alaska Range*, *Geol. Soc. Amer. Bull.* vol. 70, p. 946, 1959.
- [3] Б. А. 费多罗维奇、严钦尚: 关于中国境内天山冰期次数及其性质的新资料。新疆维吾尔自治区的自然条件(论文集), 科学出版社, 1959年。
- [4] E. Norin: *The Basin of Bagarash Köl*; *Geogr. Annaler* Bd. XIII, 1931.
- [5] Н. Т. 库兹涅佐夫、Э. М. 穆尔扎耶夫: 博斯腾湖及其将来。新疆维吾尔自治区的自然条件(论文集), 科学出版社, 1959年。
- [6] О. С. 维亚洛夫: 关于准噶尔盆地第四纪地层的几点意见。地质专辑第2辑, 第四纪地质, 地质出版社 1956年。
- [7] E. Norin: *Quaternary climatic changes with the Tarim Basin*, *Geogr. Review*, v. 22 No. 4, 1932.
- [8] R. V. Klelsberg: *Formen Turkestanischer Hochebenen*, *Hyllningskrift Tillognad Sven Heden Po Hans 70 Arsdag den 19. Febr. 1935*.
- [9] Н. Т. 库兹涅佐夫、Э. М. 穆尔札也夫: 准噶尔盆地湖泊的观察。见干燥区和黄土区的地理问题, 科学出版社, 1958年。
- [10] 严钦尚、夏训诚: 新疆额尔齐斯河与乌伦古河流域地貌发育。地理学报, 第 28 卷第 4 期, 1962。
- [11] Nils. G. Hörner, Parker C, Chen: *Alternating lakes, displacements in Central Asia*, *Hyllningskrift Tillognad Sven Heden Po Hans 70 Arsdag den 19 Febr., 1935*.
- [12] В. М. Синицин: *К четвертичной Истории Таримской Впадины*, *Природы*, 1949.
- [13] И. П. Герасимов: *Основные Черты Развития Современной Поверхности Турана*. Труды института географии АН СССР. Вып. 25М-Л, 1937.
- [14] Э. М. 穆尔札也夫(杨郁华译): 蒙古人民共和国。生活·读书·新知三联书店, 1958年。

附：新疆第四纪主要沉积物分层表

时代	成因	阿尔泰山和准噶尔盆地北缘山地及其山前平原	天山及其山前平原		昆仑山阿尔金山及其山前平原和嘎顺戈壁
			北部天山	南部天山	
现代(全新世) Q _{IV}	湖积	现代高山湖岸湖相沉积 现代山前平原湖岸湖相沉积			
	冲积	现代进入巴嘎湖的乌伦古河三角洲及前期进入乌伦古湖的三角洲	伊犁河谷细土组成的“下阶地组”与河漫滩(C. C. 舒尔茨)	焉耆盆地开都河现代三角洲及塔里木河现代冲积平原	现代冲积扇及大河冲积平原
	洪积	山地及山前小型洪积扇	山地主谷二侧支谷口迭置洪积锥	山地主谷二侧支流洪积锥及山前较大型的洪积锥	山地内部及山前大型洪积锥
	冰水沉积	离开现代终碛的上游河道的卵石河床			
	冰碛	高山冰碛后退后的末期及现代侧碛及终碛垄			
	坡积	破坏森林的倒石锥	陡坡倒石锥	陡坡倒石锥	被盐分胶结的倒石锥
	残积	青河高山花岗岩区的石海		尤尔多斯高山均夷面上具有多角土的残积	
新第四纪(上更新世) Q _{III}	湖积		霍尔果斯河中游绿色湖相沉积(B. A. 奥勃鲁契夫)	小尤尔多斯盆地被冻土掀起的灰白色亚粘土湖相沉积	布伦库尔阶地夹有绿色湖相沉积
	冲积	山前低阶地上纯净而疏松的沙砾层	伊犁河谷夹有泥流的第二阶地	焉耆盆地七角星古三角洲	西昆仑山前第三冲积扇及阶地
	冰碛	青河乌齐库勒期古冰斗冰川冰碛	霍尔果斯河上游大努冰川古冰碛	土格别尔齐冰碛, 破城子冰碛, 强台林苏上游第三、四冰碛(B. A. 费多罗维奇)	布伦库尔第三阶地侧冰碛及横穿三个阶地的槽谷冰碛
中第四纪(中更新世) Q _{II}	湖积				塔什库尔干下斑地黄色细沙及绿色粘土
	冲积	乌伦古河第二阶地(高20—30米)包塔玛依一带的三角洲沉积	伊犁河谷分布小砾石并有断层凹折的第三阶地		山麓二级冲积扇及阶地雅丹顶部的亚沙土沉积

中国自然区域分异规律和区划原则

前言

自然区划的主要任务在于研究区域分异的规律性。地球表面每个区域的地理位置、高度和其它地理因素形成区域自然特征。区域的差异也就是区域特征的差异。组成区域特征某些因素的变化便会引起这个区域的结构和发展的变化，也就会引起区域自然综合体的变化。正因如此，才说形成区域特征的因素和各个要素之间是相互制约，不可分割的整体。区域自然综合体是区域特征中最主要的表现。

为了揭示各级区域单位自然特征的形成和发展，必须探求主导因素所处的地位和作用，因其能控制自然地理要素之间能量和物质交换所引起各种自然过程变化的强度和性质。这些自然过程是在区域条件下相互影响所复杂化了的过程，所以称之为自然地理过程。它们包括物理的，化学的和生物的三个方面的过程并且是以连续的和转化的运动形式出现的。各种自然地理过程，在空间上和时间上的渐变和突变，产生了一定新的物质体系，如地貌、风化壳、土壤，植被等，而在它们之间表现为互相联系的综合特性。

主导因素不一定是单一的因素，可以是复合的因素。在高级单位区划中，往往以因素的组合形式出现。例如气候构造的主导因素组合和热量水量的主导因素组合等。区域自然地理过程的强度有时取决于主导因素组合中最占优势的某一因素。

主导因素并不能作为区划的绝对标志来看。它们的数值只有相对位置的意义。因为在自然地理过程进行中，不可能排除区域其它次要因素的影响。而且这种主导因素的数值变化是渐移的，选择其中某一个数值作为区划界线，难免有主观任意性。只有区域形成和发展的自然地理过程所产生现代的自然物体才是客观的区划绝对标志。这种绝对标志也可以称为综合标志。区划时，应以相对标志为参考而以绝对标志为依据。每级区域单位

应有每级区域单位的主导因素和不同性质的自然地理过程。高级单位的自然地理过程制约着低级单位的自然地理过程。同样，最足以代表区域综合特征的过程产物也是由高级向低级分化的，因此区域必然是由大单位套小单位，它们是紧密镶嵌着的。

另一方面在进行自然区划时必须考虑到区域发展的历史过程。自然地理过程在空间和时间上是不断变化和不断发展着的，研究现代自然地理过程必须了解历史自然地理过程，研究过去，是为了了解现在，也是为了更好地预测将来。

中国区域的分异性，在自然历史上，有其独特的发展规律，因此，进行现代的自然地理区划时，必须要考虑历史过程的变化，缺少历史部分的研究，就很难了解区域综合体形成中许多问题。中国第三纪第四纪以来，自然界遗留下来许多痕迹，例如显示古代气候水文特点的沉积岩相；经长期历史发育而成的古风化壳和古土壤以及埋藏在沉积层中足以代表当时生物生境的动植物群化石，都是提供我们研究历史过程和进行自然历史区划的宝贵资料。研究历史过程的发展及其遗留的痕迹只能通过观察和对比类似现代过程‘才能获得满意的解释。现代过程的产物承袭了很多历史遗留“质”’的影响，其中包括长期人类经济活动的影响。所以进行现代自然区划，必须了解历史发展过程才能得到较全面的认识【1】。

根据历史过程和现代过程及其产物，可以把全国区划成四级单位系统，即自然“地域”——自然地带——自然省——自然州，以下说明各级单位的形成和区划原则。

• 本文原载《北京师范大学学报(自然科学版)》1963年第一期 89 页— 113 页

二、自然地域的形成、发展及其自然特征和区划原则

(一) 热量带和地带的概念

热量带在地球面上的分布制约于行星——宇宙因素。热量带形成的两个前提是太阳辐射和地球形状，因此，地球一开始就有热量带。地带是热量带内辐射平衡和降水比值对各种自然地理过程所产生的景观标志相似的特点，尤以表现在生物方面特别明显。所以地球上生命出现以后地带才出现。随着地球本身的演变，生物的进化，地带不断地由简单趋于复杂，其界线亦有多次的变动。热量带具有天文的意义，而地带具有地理的意义。热量带制约着地带，但在区划单位体系中不应单独列成一级。

(二) 中国在老第三纪时期区域分异的特点

燕山期以后，中国构造运动处于相对稳定阶段。各地进行准平原化作用，一般地势平坦，只有藏南、塔里木盆地西端和台湾为海侵区。当时环布于东亚大陆的古地中海和南海，都是生长货币虫的暖流海洋【2】。中国大陆上的气温要比现在高得多。北极地区还没有出现

冰盖。全部陆地上的大气环流形势属于行星风系统。热量带和地带的分布东西大体一致，并具有纬向的变化。

1. 暖温带落叶阔叶林地带：包括东北、华北、内蒙、北疆阿尔泰等处。当时年温相当高，气旋活动频繁，降水多，落叶阔叶树生长繁茂，古红色风化壳广泛分布。从上述地区分布第三纪的煤层中，可以看到水杉、杨、鹅耳枥、赤杨，山毛榉、银杏等树种，动物方面曾发现代表栖息森林中的无角犀牛口【3】和鼬等。

2. 亚热带疏林草原和荒漠地带：包括华中、青海、及南疆地区。这里经常为北纬高压带所推移。地带北部冬季经常有气旋发生，天气忽晴忽雨；而在夏季天气稳定，高温少雨，植被组成主要是热带常绿阔叶树的变种，具有季节变化的旱生特征。在南部稀树草原和荒漠景象更为突出。代表性的动物为长颈鹿。这里三角洲或浅湖沉积层呈红色或红棕色，常夹有盐和石膏，具有碳酸盐、硫酸盐和氯化物的风化壳特征。

3. 热带常绿阔叶林地带：包括两广、贵州、云南诸省及西部古地中海沿岸地区。它的范围要比现在热带向北推移得更远一些。这里高温多雨，植物属于比较稳定的古热带区系。一般沉积物都是深红色、暗红色或棕色的砂岩页岩和底砾岩，并常为铁所胶结。湖相沉积中夹有褐煤。

(三) 中国从喜马拉雅运动以来地带性的分化和五大地域的形成

中国在渐新统后期，发生了喜马拉雅运动。古地中海和台湾地槽都强烈地褶皱起来。继之以上新统断裂隆起的构造分异，使西部高原和高山急剧上升，而向东逐级下降，大大地改变了老第三纪坦荡的地势面貌，同时，在自然地理方面也起了深刻的变化。

1. 古地中海的消失，欧亚大陆联成一片。中国内陆大陆性气候加强。大陆和太平洋的对比关系产生了我国东部季风环流的形势，破坏了老第三纪行星风系统所形成的地带性变化。

2. 青藏大山原的隆起和东部地势相对下降，引起了西风激流的动力作用，加强了大气环流的特性，并改变了中国各处气候要素的组成和分布。

3. 上新统时，北极已进入到冰期准备阶段，使大陆上各温暖地带的范围变狭，并向南推移。

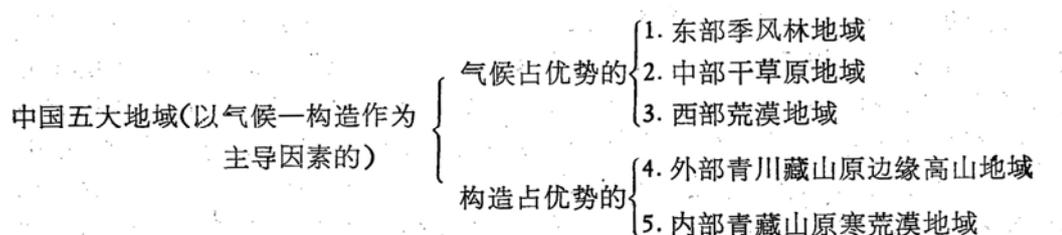
上述变化主要是由非地带性因素所引起的。新的气候和构造活动因素之间的关系产生了气候——构造主导因素的组合。在构造活动不太强烈的东部和西北部地区，在不同大陆度和大气环流特性的影响和作用下，形成向三个不同方向发展的地域；突出地表现在植物型在大的特征方面的差别。东部在湿润充足的生境中发展为季风林地域，中部过渡到湿润不足的生境，发展为干草原地域；西部为内陆湿润极不足的生境，发展为荒漠地域。

在构造活动特别强烈的青川藏大山原部分，从新第三纪以来不断向上发展，破坏了水平地带的结构，气候向高寒的方向发展。大山原的边缘部分，断裂构造非常活跃，隆起强烈的质和季风环流的质之间，产生边缘高山区域特有质。在这里发育了第四纪冰川和万年积雪，并形成大河的策源地，切断成巨大的峡谷，构成完整景观带的垂直结构。这些边缘高山虽然属于过渡带的性质，但其本身有自己界限和历史发展的规律，应当独立辟为一个地域。

大山原内部的高原和山地，被边缘高山隔断水气来源。高原隆起结果向着寒荒漠的方向发展，成为世界上很特殊的地理环境。

以上五个地域的总的发展方向，从上新统以来直到现代，表现在大的特征上并没有巨大的改变。至于地域内部的次要变化，只有在以下各级区划单位中获得反映。

五大地域的发生图式如下表：



(四) 中国五大地域的自然特征

以上只从历史发生过程来看中国五大地域的分异规律。具体的区划还须由现代各个地域的自然特征来决定。本文限于篇幅，各个地域的特征，只能作极简要的说明。

1. 东部季风林地域：中国东部活化地台区，有地壳上升幅度不太大的山地和丘陵，又有规模较大的下沉的冲积平原。强劲的季风环流因子作用在上面。使各种自然地理过程的强度发生明显的季节变化。其中最显著而应用最便利的标志是植被。降水集中于暖季，植物进行生理作用(光合作、蒸腾作用等)，新陈代谢作用特别活跃，因而植物的组成有多

样性，生物质的产量亦相当丰富。但一到干寒的冬季，植物生长变缓，甚至受到抑制，结果便形成了“一年一荣衰”的景观特点。

在季风林的披覆下，和夏季热量水分配适当的条件下，决定着风化过程的深度和强度。同时也加速了成土作用的发展。富矽铝化和富铝化过程、粘化过程以及铁质化过程都很占优势。东部第四纪没有冰川作用：使一些古植物和舌风化壳都能够保存下来，它们都是现代土壤形成的母质。由于东部季风地域人类文化发生最早，长期经济活动破坏了森林，促使水土流失。这种人为作用对景观的影响比其他任何地域广泛而深刻。

2. 中部干草原地域：包括中幅度地壳隆起的内蒙高原和部分的华北黄土高原。位置退居内陆，并受山岭屏障的影响，夏季风微弱，降水量降低，直接引起植物外貌的变化。乔木很少在这里生长；以禾本科组成占极大优势。夏季有较好的水热条件使草类生长密茂，促进有机质的累积。秋冬草木枯死，植物残体分解。干草原的生物循环相当快，有机物质的产量不算高。夏季降水使易溶性化合物在土层中向下移动，而在干季向上移动。风化壳特征以碳酸盐粘土质产物为主。土壤则属栗钙土型土壤，有相当厚的钙积层。这里几千年来放牧活动，破坏草场，土壤表层很薄，生草层变疏，天然植被衰退，土壤腐殖质含量减少。本地带的西部更为干旱，属荒漠草原性质，土壤以淡栗钙土为主，亦因春季积雪少夏雨略多于春雨，而不同于新疆北部哈萨克斯坦型的半荒漠。

3. 西部荒漠地域：位置在大陆最内部。有大面积相对稳定地台性的平原和部分活性地槽性的隆起高山。平原部分很少能接受到海洋水气，季风已不成为重要的因素。上新统以来，边缘山地和高原不断上升，使盆地气候愈趋干旱，但在山地高处接受较多的高空水气，形成冰川和万年积雪。山地是迳流集中区；平原是迳流散失区。平原无论地表迳流和地下迳流矿化度都相当高。在平原累积很多盐分，形成富含氯化物、硫酸盐、碳酸盐的粘土质—砂土质或其他堆积的产物。内陆盆地的土壤和地下水矿质化的程度，以及含盐沉积物的生成，是在古老地球化学的循环背景上由现代易溶性盐类的迁移过程所决定的。植被组成以耐盐耐干的灌木和半灌木占优势。

4. 外部青川藏山原边缘高山地域：主要位于幼年期和老午期地槽带隆起的山地。在强烈季风的影响下，使成为侵蚀作用、冻裂风化作用、冰川作用、泥石流作用及其它自然地理

现象进行特别活跃的地区。这里亦是地震活动区和比较迅速发展的新构造运动区。古雪线和现代雪线的高度以及现代降水的强度，都和距离水气来源远近和坡向有所变化。山地垂直景观带的结构随着新第三纪以来的隆起而递增。根据德特拉(De Terra)估算，喜马拉雅山在阜姆冰期以后，距今1万至1.2万年，增高了1200至1500米。在北纬亚热带高压脊笼罩下的山区，被前山阻住季风影响的纵谷底部，呈现极干燥的森林草原景观。早生的仙人掌，高达2米以上，反映古第三纪没有季风影响时期的气候特征。森林带内，还残存古地中海边缘生长的植物要素，如高山栎等。

5. 内部青藏山原寒荒漠地域：地势为5000米以上坦荡高原和部分荒漠性山地。由于外部雪山不断隆起，使内部地区水气减少。加以空气稀薄，温度低，太阳辐射强，风力盛，形成世界上面积最大的寒荒漠地域。风化作用以机械过程为主，地面石块累累。高原面上，出现盐土沼泽和多年冻土。土层瘠薄，植物稀少而矮小，动物亦繁殖不多。自上新统地壳不断向上隆起以后，环境孤立而又变得非常特殊。动物的生态发生极大的改变，例如大型动物多长厚毛，依赖贫瘠而稀疏草来生存，因此腓骨特别发达【5】。这里的动物少受人类的戕害，所以成为大型动物徘徊的乐园。

(五)中国自然地域划分原则

根据上述地域形成的历史特点和自然特征，中国最高级区域单位应划为五个自然地域。它们在全国范围内占有较大的空间位置；而且在国境部分可与国境以外的邻区联接起来。区划原则依据自然历史发生的规律和由构造—气候的主导因素特别表现在大地貌、大陆度和大气环流之间的矛盾而产生自然地理过程发展方向的特点，以及自然综合体的形成在大的特征方面的共同性。同时也存在地域内部结构的复杂性和自然界多样性的统一。区划界线应根据区域自然综合体来划。例如区划荒漠地域，应看到那里出现荒漠的自然综合体就把荒漠界线划到那里。这样才符合客观实际。

三、中国自然地带的形成、发展及其自然特征和区域原则

(一)中国自然地带分界的特点

地带的产生主要由于太阳辐射按纬度分布的不均匀性形成了温度和蒸发条件及风力情况的差异。这种差异不只是辐射函数的变化，而是水热比例的函数变化。因此，热量和水分

的结合乃是地带综合体形成的主导因素，而以热量居于优势地位。这种水热对比关系的纬向变化是渐移的，必须找出代表水平地带分异特征的土类和植被群落纲(指发育于地上的自型土和生长于排水良好机械组成粗细适中平原上的自然植被)来划分。因此区划出来的地带界限是不规则的。代表水平地带分异的自然综合体应是地带区划的绝对标志。

中国由于受非地带性因素的强烈影响，明显的水平地带分布规律被破坏了；但是在活化地台区，起伏不是太大的部分，还可看到纬度地带性的表现。象季风林、草原和荒漠三个地域都出现为数不同的地带。受非地带性影响的高山区须视其垂直带的谱系来决定它隶属于哪一个水平地带。同地带内的山地垂直结构中，土壤和植被在发育过程里留下自己地带的烙印。

(二) 中国自然地带历史发展过程

中国的地带是从老第三纪地带的分异基础上发展而来的，在分化五大地域的同时，地势较低的地域，也分化了地带。从上新统到现在，每个地域的地带是由简趋繁，从少到多的。

1. 东部季风林地域内地带历史的演变过程

(1) 新第三纪和第四纪初期：

喜马拉雅山运动之后，季风林地域的北部，大陆干燥度逐渐加强，气温下降。到新第三纪，代表古暖温带曾一直向西分布到欧洲平原的吐加依(Turgayan)区系的森林已为温带中性的落叶阔叶和针叶混交森林群落所代替。这种混合林是由原来吐加依区系的阔叶树种和分布在更北的白令区系的亚寒带针叶树种所组成。在渐新统以后，即开始向半湿润气候方向发展。中新统山旺系植物化石群已显示夏绿林的特点。到上新统和第四纪初期，从保德系和三门系动植物化石群明显地表现这种冬季干寒而夏季温湿的气候特点。许多大型食草兽游息在草原之上。因此华北地区被分化成为暖温带夏绿林和夏绿森林草原地带。

华中地区原来老第三纪亚热带疏林草原和荒漠地带一直推到北纬 35° 附近。到了上新统和第四纪，因受湿润、季风气候的影响，夏季大陆气旋发生频仍，冲淡了北半球亚热带高压带的作用，使这里夏季变得极为湿润，形成亚热带常绿林地带。由湖南下湾铺湖相沉积中的植物群化石，获得证明。

华南在上新统和第四纪初期，热带气候的北界可能向北推移到现在亚热带的范围内。原来的热带雨林地带植物区系，长期以来比较稳定。但到这时，已转变为热带季雨林。冬季寒潮的侵入，使这里有北方落叶和针叶树的成分。隆起的高地在当时水热条件下，足以形成厚达 20 至 30 米的红色富铝风化壳。有一些古老山间盆地堆积类型的地貌和堆积类型的风化壳，因受地壳抬升的影响逐渐过渡为排水良好的侵蚀地形和残积类型。的高地。高地上，热带古老砖红壤化的风化壳亦常被流水冲刷到山坡和河谷阶地上。所有这些红土状风化壳的沉积都是今日发育亚热带和热带土壤的母质。上新统时期，处在热带范围内的西南高原，隆起特别剧烈。由当时洼地内所沉积的褐炭层发生了挠曲或破折而断裂，可资证明。昆明附近海拔 2000 米的地方，出现矽铝率很低(0.7—1)的红壤。这种红壤显然是形成在热带气候条件之下，而不可能产生在现代温暖的气候条件之下的。

(2) 第四纪中期和晚期：

当时北极高纬地带，寒冷气候逐渐发展。西伯利亚成为大陆冰川中心之一。太平洋沿岸，有挟带浮冰的寒冷洋流经白令海峡南来。中国内陆高山和高原，堆积着万年积雪和冰川。中国东部季风地域，受到这些邻近地区的影响，气候变得干冷一些。但在夏季风的作用下，中国的中纬和低纬地区，南北相似的夏季温度毕竟还不能降低得太多，不可能产生冰川作用，所以仍然是动植物繁荣的乐园。到第四纪晚期，亦即大理冰期，北极区向寒冷方向变化更剧，万年积雪和冰盖向南扩张。西伯利亚的冰盖是断续分布的，最南差不多到达了贝加尔湖附近北纬五十度左右。大量太阳辐射的热能消耗于大面积的冰盖上，使冰面降温而产生西伯利亚高压，因而一年中有长期的干寒气流加强了蒙古高压对季风林地域的作用，使这里的自然地带向南移达 40 之多，对土壤和生物界起了较深刻的影响。

首先在大兴安岭的北端，产生了和苏联西伯利亚相连结的寒温带南泰加林地带。在整个第四纪，山区并没有冰层覆盖，植物群落继续第四纪初期下来，未曾中断。不过针叶林的成分有所增加。特别在大冰期；亚寒带针叶林侵占了整个低山和平原。山区积雪较厚，发育冰缘地貌。今天有些永久冻土也是当时冰期遗留的产物。森林中许多古植物如欧洲赤松，欧洲山杨和越桔等，仍表现出和欧洲及西伯利亚的关系。今天分水岭和山坡上，还保存着古老残积成因细屑物质的堆积层，亦足以说明大冰期时并没有大规模冰川的侵蚀现象。

东北区的山区，在第四纪中期和晚期，仍然保持阔叶和针叶混合林的继承性景观。但在代表水平地带的山麓和平原上，已发生了深刻的变化，形成了森林湿草原的景观地带。在洪积成因的山麓缓倾斜平原上，脱离强烈冲积作用和地下水的的影响的地方，桦树曾起过很大的作用，可以解释为什么全新统以前沉积中，发现大量桦树花粉。现代桦树主要是次生群丛，分布很广泛，特别是在洪积平原上部的阔叶林中，乃取决于历史原因。湖相和河流相迭置的冲积平原上，古地理资料以及古土壤(东北克山残丘土壤)证明湿草原景观自从下第四纪以后不断发育的原生景观。现在黑土型土壤是在当时草甸草原植被下黑土型的土被长期发育的结果。由长春四平街之间松辽分水岭含有第四纪中期化石的古黑土，以及哈尔滨近郊顾乡屯建造中动物化石和人类石器和骨器的遗留都足以说明当时地带的自然特征，以及人类干预自然活动的开端。

华北的夏绿林地带，到这个时期，更趋向于干燥。代表地带性景观为温带落叶阔叶森林草原。周口店洞穴堆积中的化石群，表示温和而年中有较长的干燥季节的气候环境，大平原生物群落的演替和草甸土的形成，可能由于当时的气候变化，使植被旱生化、生草化；亦因河流泛滥和改造使平原部分地区沼泽化盐渍化。特别是北京人已知用火，举火围猎，更可以促进平原向草甸方向发展。

西部黄土高原上的老黄土沉积亦表现出气候从温湿趋向于冷。化学风化过程转变微弱，除含有埋藏土的特征外，几乎与第四纪后期典型的马兰黄土没有区别。这里的环境已开始向干草原的方向发展。

第四纪晚期华北气候变得更干寒，马兰黄土沉积中夹有原始牛，纳玛象、赤鹿和鸵鸟蛋化石。马兰黄土显示干旱区风成作用和寒冷干草原的景观形成的特点。其时除秦岭太行山获得较多水气发生小规模冰川作用外，其余地区没有冰川。

秦岭及淮河流域，具有华北和华中景观过渡性的特点，而在第四纪中期，表现得更为突出。到了第四纪晚期，侵入到华北的冷气团，梯度很陡，冷锋经常出现在白水江、大梁子、柴关岭以及大别山脉到芜湖—太湖一线以南的狭隘地带内。上述一线表示当时华北地带的南界。黄土分布并不超过此线，此线以北，以前的秦岭淮河过渡带到这时已为草原或森林草原所侵占。苏北、皖北、豫东南，河、湖相沉积中，代表第四纪晚期的动物化石基本上都是北

方的类种。长江下游的森林下限，大约高出海面 200 米。林界以下山坡、孤丘、低原，都没有森林，只有草原分布。长江低水位时，便于风运黄土的堆积。

黄土分布界线以南，大概在纬度 2 度的范围内，是冷气团和暖气团经常交绥的地带。多雨、多雪。较高山地，出现冰缘气候地貌(如庐山、黄山、大巴山等)。由于受气温条件，水气来源以及山峰积雪面积的限制，不可能发生大规模的冰川作用。这一带河谷低丘仍是一种比较湿润的地理环境，很多原先分布在华北的落叶古老树种(如水杉、山核桃、檫树等)都迁移到这个新地带里来。四川盐井沟和杭州留下的动物化石群亦均表示共同的地带特征。这个过渡地带称之为暖带落叶阔叶和常绿林混交林地带。

更南的亚热带常绿林地带，在第四纪中期，湿热的环境并没有很大的变化。这里居住着南方生活着的大熊猫等动物。第四纪晚期，虽然冬季寒潮势力增强，可以一直冲到很远、的南部，但也只限于一定的路线。大部地区还是很温暖的。

华南热带季雨林地带，在第四纪中期，温度环境相当稳定。石灰岩区，喀斯特化强烈。长期地下水活动形成夹有古动物化石的铅锌沙矿和锡沙矿。这里还住着很多巨大。猩猩，这是北部少见的动物。季风林下，继续进行砖红壤化的成土作用。

第四纪晚期，本地带南移达两度之多。山地的高度和水热条件都不足以产生古冰川作用。惟有年青不断上升的台湾中央山脉，有大理期冰川的遗迹。

(3)大理冰期以后到现在：

大理冰期以后，北极和西伯利亚的冰川开始消退。中国东部气候又有了显著的改变，各个地带仍旧向北迁移，恢复到近似原来第四纪初期和中期的地带分布位置。在寒温带南泰加林地带，气候变得温暖一些，许多东北和蒙古的植物和，动物侵入到这个地带里来，使得景观的组成变得更为复杂。温带落叶阔叶森林湿草原地带，草甸化和沼泽化过程更为发展，草甸面积亦逐渐扩大。华北夏绿林地带，气候变得温暖，雨量增多，侵蚀作用转剧，从高地冲刷下来的黄土堆到洼地里来。地面迳流条件的变化使平原堆积旺盛，产生了新的三角洲平原。代表温暖气候的动物又向这个地带迁徙，香猫和鬣豹等出现在周口店山顶洞的动物群里。暖带落叶阔叶和常绿混交林地带。由于冷气团向北衰退，暖气团接踵深进，内陆气旋活动向北推到长江中下游，大别山淮河一带，亦受到影响，形成为比过去更宽的独立过渡地带。亚

热带常绿阔叶林地带和热带季雨林地带，气候转变得更为湿热。在原有地带的基础上，各发展代表地带的现代自然特征。

2. 中部干草原地域内地带历史的演变过程

(1)新第三纪到第四纪中期：内蒙古及黄土高原大面积的上升伴着边缘大兴安岭、热河分水岭、阴山、吕梁山的隆起，使高原内部趋向于干燥。草原植物大部是周围山地植物逐渐干生化的结果。张北熔岩台地以北地区大部是内陆流域。干燥剥蚀过程和短程洪积搬运过程显得特别重要。干旱河流相沉积开始代替湖相沉积。湖水面下降，湖岸露出阶地和广大的湖成平原。含有碳酸盐及石膏的上新统沉积层，说明了当时气候趋向干燥的特点。在这一时期里，草原上仍有相当多的浅湖，四散分布。平原高草密茂，景观具有北部温带高草原的特征。

张北熔岩台地以南，属于外流区域。黄土高原部分沉积红色粘土和红色黄土。沉积物不常有孔隙和不含碳酸盐，沉积成因是和暴雨形成的洪流作用有关。说明这一部分正处在季风地域内暖温带夏雨特别集中的边缘区里，尚未参预到干草原地带组成中去。

(2)第四纪晚期：北部温带草原处于极干旱时期，景观变得荒漠化。湖成平原上，及邻近低山的河流，逐渐干涸，并形成干谷系统。残存的湖盆洼地里，沙土飞扬成为高大波状的新月型沙丘和沙垅。南部黄土高原已进入到干草原环境，沉积了马兰黄土。这种黄土作浅灰色，属于疏松而带有孔隙粉状沉积，不成层次，具有碳酸盐和垂直劈理。显示由北部风沙沉积中吹扬至此的风尘的成土产物。

大理期以后，北部草原转变稍为湿润，内蒙沙丘上密茂生长植物，沙丘趋向固定。有些大湖水位回升；但还远不能恢复到大理期以前的水位情况。这可以从岱海、达来泊等湖岸阶地的分布得到说明。内蒙高原上，进行生草过程、钙化过程和盐渍化过程，发育代表地带特征的栗钙土型土壤。

张北熔岩台地以南，转变为具有季风气候特性的暖温带草原，在碳酸盐黄土沉积上，发育代表南方草原地带的黑垆土。

3. 西部荒漠地域内地带历史的演变过程

(1)新第三纪到第四纪初期：新疆北部，到了新第三纪，强烈的构造运动使阿尔泰等山脉隆起。其时邻近古海消失，欧亚大陆大气环流的形式改变，水气进入盆地逐渐减少，冬季

有自蒙古高原吹来冷气团侵入，夏季西风也带不进来很多水分。山前地区向干旱方向发展，成为温带草原的景观。

北天山及准噶尔盆地的大部分当时属于亚热带疏林草原环境，今天还保留着许多古地中海区系的残遗植物种类也。上新统时，天山上升很高，准噶尔盆地成为封闭状态的盆地。气候环境趋向于干寒，发展为温带蒿属草原为主的半荒漠地带。

新疆库车凹陷中，代表老第三纪陆相沉积的下部红色岩系，夹有湖相沉积中含盐和石膏。叶尔羌凹陷中，有海相和泻湖相石膏及盐的桑株系。都说明这里当时具有亚热带草原或荒漠景观的特色。新第三纪是气候变化的转折点。代表当时情况的库车系植物群化石的乔木种类是和当时干旱区的地下水供给有关，其中水生植物是和间歇河流所补给的内陆湖水有关。从这些植物说明环境比老第三纪变得更寒冷一些。向东延至哈密、柴达木、酒泉一带，根据孢粉分析材料证明，新第三纪这些地方亦是半荒漠的气候环境。

(2) 第四纪到现在：第四纪时，盆地边缘山脉和高原续有隆起，使低地更向干燥方向发展。北疆和南疆盆地中部，产生大面积的沙漠，高山则有三至四次的冰期。大量的沉积物和盐分从山地带到盆地里来。太阳热量由北向南递增，而降水量则向南急剧减少，引起热量和水量的不平衡性向南愈益增加。说明由北而南分化为最北部的温带半荒漠地带；中部为温带荒漠地带；最南为暖温带荒漠地带。

(三) 中国地带形成的现代过程及其特征

前已言之，现代自然地理过程是继承历史自然地理过程而发展的。现代自然区划必须考虑现代过程的特点和自然综合体来进行的，但同时也应结合历史过程，以便更全面地来认识区域分异的规律。兹将中国各地域地带结构和其特征概括如下：

1. 中国东部季风林地带的结构和特征。

(1) 东北寒温带南泰加林地带：全年持续温度不很高，寒冬很长，而温暖季节很短。降水虽少，但消耗于蒸发蒸腾方面有限。同时永久冻土和季节积雪都使本地带具有特殊的热量和水分平衡，这种平衡决定了本地带景观的形成和发展。现代地貌作用是侵蚀作用、堆积作用，和坡积作用以及无林区的冲沟发育。平原上到处可见到波状的泥流堆和鼓起的冰丘。风化过程是以冻裂作用为主。山区大部为原生粗屑状的残积物，而原生细土状的残积

物都是古代酸性硅铝质—富铝质红色风化壳和现代酸性硅铝质风化壳。在风化产物和成土产物进行着淋溶和局部搬运—淀积的河谷平原上，则以不含碳酸盐的洪积沙砾堆积物以及古冲积平原粘质细土残积物为主。成土特征是灰化过程不强，生草过程弱而粘化现象比较显著。在明亮针叶林下所发育的土壤为棕色灰化土(棕色泰加森林土)，系由棕色森林土向灰化森林土过渡的土壤。由于永久冻土上部的解冻层可以有足够的水分供给木本植物生长；同时季节积雪依赖多年生树冠的掩护得能持久地堆积在林床之上，使幼苗得到雪盖的保温作用，不致冻死，繁殖了以落叶松为主的泰加森林。

(2) 东北温带落叶阔叶林与湿草原地带：本地带比前—地带积温较高，但冬温仍低，寒冷期还相当长。降水集中程度比较小。春季融雪和夏季降雨使季节解冻的土层中有充足的水分。除排水不良的沼泽地外，一般土壤湿润程度并不破坏较长夏季的土壤充气情形。同时，在很大程度上，保障了这时期水分不断从地面蒸发和蒸腾，有利于土被及生物界最高生产力的获得。在春夏季节也有个别十天内蒸发量超过大气降水量达四至五倍之多。这个量数可由土壤地下水的蒸发和植被的蒸腾而得到了补偿。每年在温暖的季节里，岩石的生物化学风化过程较强；因此，土被的粗骨性比前—地带小些。残积型风化产物的特点属于酸性硅铝质风化壳。原生细土残积物具有高度分散矿物的特征。搬运—淀积型的风化壳生物性的聚积作用，在碎屑质风化壳(洪积)最小，在混合林内(坡积)较大；而要在冲积平原的草原和草甸上为最大。总之，活的植物体以及最典型土壤中的腐殖质含量都是特别大的。淀积风化壳在本地带内还可分成三个亚壳。(1) 碱金属碳酸盐淀积型。(2) 苏打硫酸盐淀积型。(3) 氯化物硫酸盐淀积型。这个地带是一个森林草原独立景观地带。在很大范围内，发育草甸化草原，植被下形成的黑土型土壤，在排水好的缓斜平原上，栎—榛—或榆树阔叶林和典型湿草原广泛分布，从农垦以后，为草原化草甸及小乔木灌丛所代替。在洼地内有莎草—拂子茅及杂草拂子茅的草甸和沼泽。有人认为东部三江平原应属于独立的温带阔叶落叶与针叶混交林地带。但古地理资料及古土壤证明第四纪以来，低地上从来没有出现过森林，所以混交林只能安排在垂直系统中去，不能作为地带直接组成部分来看。

(3) 华北暖温带夏绿林地带：本地带地面年辐射热量和降水量都有增加；不过它们之间的对比关系，在季节分配上，显得最不平衡而且极欠稳定。年降水量要比可能的蒸发量少

得多。这种水热条件影响到外营力过程的特性，风化产物和成土产物以及生物界的特性，山区残积型风化壳多半为饱和(中性、)矽铝性风化壳，大部山坡曾在第四纪晚期有过黄土碳酸盐新残积物。夏季暴雨以及长期人类经济活动助长了冲刷，并有利于冲沟的发育。含有碳酸钙及硫酸钙成分的地表水及地下水，使可移动的化合物如碳酸钙和代换性钙聚积在风化壳和土里。所以钙在土质和土壤的吸收综合体的代换性阳离子中极占优势。碳酸盐型风化壳在本地带内广泛分布。平原接近地下水的洼地，形成各种盐类的风化壳。(重碳酸盐、氯化物—硫酸盐、氯化物—重碳酸盐、碳酸盐等)。

在低坡、山麓平原和阶地上分布中性硅铝性风化壳及碳酸盐新残积物。它们都不直接受地下水的影响。其上发育着代表地带性的褐色土型土壤。自然植物以夏绿森林中的栎属和灌木占优势。褐色土型土壤显示深度风化和强度粘化，但未达到作为红黄壤特征的富铝化阶段，可能与在寒冷和温凉半年中的土壤形成作用有关。而褐色土的淋溶较弱，表现有碳酸盐淀积层和土体中呈中性或碱性反应，可能是和温暖半年中土壤形成过程水量不够淋溶的阶段有关。土体在交换性盐基成分中，以钙镁离子为最多，铝和铁的水氧化物没有明显移动。这些足以说明其地带性特征。

本地带紧邻蒙古高原中心，又当西伯利亚寒潮之冲，黑潮远离海岸而代以寒冷性洋流，夏季风势弱，降水比较少，都使其本质近于大陆性。东部辽东胶东濒海山地突起，雨量增多，主要是受非地带性因素的影响。临海山地中性夏绿林和棕色森林土的分布是和局部地形性雨量增加有关，但在平地表现为褐色土和棕色森林土分布的复区。所以不宜于把它们和长白山地联接起来作为一个经向分布的地带处理。至于本地带内陆旱生性的植物和草甸及草原的形成和发展是和历史上人为的干扰不可分割的。

(4) 华中暖带落叶阔叶常绿混交林地带：这个地带温度较高的季节比前一带略长。年雨量超过 1 000 毫米。热量和水量之间的不平衡性和华北区别：首先在于一年内有较过剩的降水量，但这里毕竟是一个向亚热带过渡的地带，有些年分水量还感不足，然不足程度和频度都不如华北那样显著。热量和水量，在季节分配上，甚至比亚热带还要均匀一些。冬季土地无冻结现象。长江中下游冬季气旋频仍，降水较多，打破了冬干现象。春季太阳辐射并不象北部地带消耗于融解积雪和冻土上，因此，江南三月，春光明媚景色宜人。春末夏初梅雨

过境，降水增加，无华北春旱现象，梅雨过后，出现太平洋副热高压脊，天气稳定，造成酷热条件。在最晴朗的7、8、9月里，雷雨次数增多，而在内陆大巴山区，则有多锋面性的秋雨，数量远较春雨为多，这些热水条件大大地影响到本地带结构和动态的变化。这种特殊的热水条件和密茂的植被，加速了风化作用和成土作用的发展。山地分布古代富铝化酸性风化产物和具有灰化特征及棕壤形成过程特征的红土和黄土，以及发育时间较久而较厚的残积型饱和硅铝性(中性)风化壳。在多雨季节里，促使硅铝盐矿物水解作用和活性二氧化硅的淋溶加强，因而使这里大部成土产物缺钙。其中粘粒部分石英、蒙托石、伊利石含量开始减少，而高岭石有所增加。平原地区除一小部分粗糙屑状富硅铝质的堆积风化壳外，大部属于细碎屑状壤土质和粘土质非碳酸盐堆积风化壳。一只有在南京附近受历史因素影响的下蜀系中，含有碳酸盐、从山区残积风化壳中，淋洗出来的铁锰化合物再沉淀在平原上，各种堆积风化壳内，形成薄层铁锰胶结层。

代表地带性的土壤是黄棕壤和黄褐土，分布在自然排水良好的低山丘陵及山前地区。它们常发育在古风化壳上。强烈的生物作用使成土物质具有明显的生物合成与聚积的特点，由于这里降水量稍稍多于蒸发量，物质淋溶过程在一定程度上超过流入量，土壤脱硅作用从北向南渐次增长，可见到富铝化作用在开始u这一类的土壤剖面上，红黄色增多，硅铝率减低，呈微碱性微酸性反应，吸收容量增高，都是表现过渡地带土壤的特性。

代表地带的生物组成亦具有明显的过渡特性，这和前面提到的历史因素不可分割。主要植被类型以落叶阔叶林为主，其中混生一部分常绿阔叶树种，愈南常绿树种类愈多。森林组成中有不少华北种类也有不少南方种类。完整的天然林很少，目前分布的都是屡经破坏的次生林。

(5) 华中南亚热带常绿阔叶林地带： 全年活动温度和降水增加很剧。冬季少见霜雪，寒潮势弱，气候比较特别温暖一些。夏季高温多雨，热量和水量配合适当，决定着风化过程的深度和强度，也决定着植物合成作用比暖带增大，以及成土过程中化学反应、生物反应速度和强度的加剧。同时在植被的发展和演替上，以及农业的特点上，都明显反映亚热带地带的特征。

岩石经受强烈风化作用形成深厚的红色富铝风化壳。花岗岩在深六至七米内，全部都

风化或松软程度，但仍保持原有火成岩结构。细土残积层中，有时硅铝率小于 2，含有大量多水高岭石、三水铝矿和赤铁矿。由这些次生矿物粘粒部分可以看出亚热带淋溶过程比暖带更深进一步。在盐基和二氧化硅的流失过程中氢氧化铝和氢氧化铁残留在原地。当条件有利时，它们成为溶胶沿坡度向凹地部分移动。在低平地区可以看到这种受水成铁质化作用的沙和粘土红色沉积层的堆积。这种冲积物或坡积物的铁质化，并非仅是全新统到现在气候变暖和富铝化作用的标志，在许多山间盆地，还广泛保存着第三纪后期和第四纪初期的红色风化壳，成为现代土壤形成的母质。这足以说明本地带是亚热带残积过程长期占优势的地带。

代表地带性的土壤是红壤和黄壤。这种土壤成土母质的风化度和富铝化度都没有象热带砖红壤那样高。天然排水能力很强的山地，保证了红壤的淋溶过程占优势；并且在没有地下水直接的影响的条件下，结合周期性干旱和活跃的氧化作用更促进了土壤的发育。在排水困难和地下水宣泄不畅的地方，土壤带黄色，而且富铁锰次生化合物。大面积的黄壤性的土壤亦见分布于气候较为湿润凉爽的地区，和较高垂直带山坡上。

本地带降水充足，结合山区排水良好的特点，以及太阳辐射的热量增加，使植物光合作用、蒸腾作用、新陈代谢作用比前一地带更为活跃。冬季气温高，给予植物以更大的生活力。植物的组成有多样性；生活质的产量亦丰富。代表地带性的植被为常绿阔叶林。原始林受长期人类活动的破坏，保存到现在的很少。目前大部为次生林。这里的森林每午本可创造大量有机质，但由于动物、昆虫、真菌、微生物活动结果，使有机质发生强烈分解过程。随着森林植物不断被砍伐，草本植物即蔓生起来，原来林下矿物质的生物循环即逐渐为生草过程所代替，使土壤形成性质开始发生了变化。在这里营造森林，防止水土流失是一件极重要的工作。

(6) 华南热带季雨林地带：大部是位于北回归线以南的地区。太阳每年两次直射在地面上，接受热量比其他地带都高。年中较长时间，在热带气团和赤道气团控制下，雨量亦很丰沛。冬季气温虽高一些，但雨量还显出比较干燥的季节变化，部分地区可受到寒潮的侵袭。

由于丰富的降水量超过了蒸发量，过剩的水分在强烈热量影响下，使岩石风化过程和溶蚀过程进行极为深刻。花岗岩受剥蚀而成覆钟状地貌，石灰岩每呈峰林景观。一般风化壳的厚度可达到 20 米以上。残积型风化壳以砖红土为主要标志，明显具有富铝化特征。岩

石廩生矿物遭受强烈破坏和分解发生强烈脱硅作用。残积层通过硅铁铝聚积和生物聚积而产生铁质化和富铝化作用。在炎热干旱季节变化条件下这种风化壳遇地下水位较深的情况下，氢氧化铁和氢氧化铝沿着毛细管上升地表，聚成铁质铝土矿壳口。一般砖红土上发育砖红壤型的土壤，它的粘粒矽铝率极低，是砖红壤性土壤不同于红壤和黄壤的地方。在砖红壤性黄色土中，铁的化合物明显向心土层淋溶。这些特殊的风化过程和成土过程都表示季风热带的地带性特征。

热带季雨林中，热带科属占 50%以上，古热带植物区系，在新第三纪以后，重新改变为受季风条件影响的长期作用。从此气候变动较少，种类没有很大的贫瘠化。许多古老植物得以保存下来。而且由于受冷气流的侵入，也还有极少数落叶种类和针叶树分布进来。其中有一些科的出现，又标志着印度马来亚系真正雨林的境界。热带树木为能适应土壤被水分浸透和通气不良的情况，它们主要发展地面根系(如榕树、红树等)及气根来适应这种环境。这一地带自然植被受到破坏的程度也是相当严重的。

从闽江口往南到北纬 24 沿海 50 公里地方及邻近岛屿，亦都属于本地带范围，这里地势低，受黑潮的影响大，具有和热带相同的风化壳和土壤及植被类型。海岸也是多种红树林分布的地方，所以把它划入本地带内。闽江以北的海岸也有相似的特征出现，不过都是局部有利地形条件下所产生的偶然现象而已。

(7)赤道带雨林地带：这是位于赤道附近为暖流所通过的南沙群岛。全年无严寒酷暑之分。年雨量丰富，季节分配最均匀。地质属珊瑚建造，常被风化成为珊瑚细沙。土壤应向砖红壤方向发展，惟因受土壤母质影响而起强烈钙化作用，使土壤具有红棕土的性质。植物残枝落叶在地面堆积容易，而氧化亦易。枯枝落叶和鸟粪层氧化而成为有机酸，并吸收珊瑚沙中的钙而使土层趋于饱和状态。土壤中的胶质复合体亦因受钙质影响而难于分解。

由于土层长年有机酸的累积可以溶解一部分磷质，随雨水下淋，遇到钙质而淀积起来，所以在底土中，常见棕色胶体杂纹，渗入到珊瑚沙中，并有结成硬磐的情况。礁基砂面疏松，不利于蓄水，而且风力强盛，使植物单纯化，缺少典型成层的高大雨林。

2. 中国中部干草原地域的地带结构和特征

(1)北部温带干草原地带：温暖季节短而冷季节很长。土地有季节性的冻结，夏季释

水少，湿润程度很差。降水多为雷雨，强度有时很大。冬季有历时较长的雪盖。春季温度急剧上升，风势强劲，相对湿度低，植物发芽受到抑制。从第四纪以来长期趋向于干旱化，发展为草原景观。由于迳流贫乏，流水侵蚀作用一般很弱；但暴雨破坏力强，冲沟相当发育。高原上生草过程与钙化过程相当普遍，形成了分布很广的暗栗钙土和西部面积较小的淡栗钙土。栗钙土型的土壤已完成了易溶性盐类的淋溶过程，目前进行缓慢的碳酸钙淋溶过程。这类土壤腐殖质层以下，碳酸盐含量很高。内流洼地距离矿化度高的地下水位很近，可以强烈地发生盐渍化。因此，在这里，各种碳酸盐氧化钠—硫酸盐风化壳分布相当广泛。

暗栗钙土分布的干草原以针茅和杂草最占优势，草株高密；而在淡栗钙土分布的地区里，则草本植物与半灌木型的植物混生在一起。草原夏季降雨，草类繁荣生长，到秋季枯黄。秋季热量未减，而土壤干旱成为有机残余物矿质化作用加强的季节。这种季风干草原的性质，和中亚多春雨的草原性质有所区别。

(2) 南部暖温带干草原地带：张北熔岩台地以南的干草原属于暖温带范围。地面大部为黄土，黄土状壤质的碳酸盐新沉积物所覆盖。太阳热量向南增加，而降水亦有所增加，稳定的雪盖厚度和积雪时间很快减少，水热之间的不平衡性较北部更大。春秋蒸发加强，土层很干。夏季多暴雨，冲刷疏松物质，形成极密的冲沟网，产生显著黄土侵蚀地形。由于水分蒸发和渗透都强，只能发育暖温带草原的景观。黑垆土成为代表地带性的土类。它的腐殖质厚度大，但含量不高，形态上不显粘化作用。土层中天然下降水流和上升水流进行着极活跃的碳酸盐溶液的迁移，无疑草原生物作用也参予在内，引起次生钙层的形成。在一年中的干季，主要进行碳酸盐溶液下降过程，温暖的春季和夏季降水最多时，主要进行溶液上升过程。生物过程最大活动性也是在这个时期里。碳酸盐在土层中的分布是代表地带生物气候条件最重要标志之一。黑垆土剖面中部和团聚体内部碳酸盐很少，罗赞诺夫解释可能由于过去发育阶段比较湿润的原因。科夫达认为黑垆土是古代黑钙土在千百年来农业影响下改变而成强度草原化的干草原熟化土。

黑垆土上生长典型的草原植被，蒿属和针茅常成为各种复合群落。多年生草本借地面芽或地下芽越冬。一年生草本种类多，灌木较少。植被人为破坏极为严重，引起黄土冲刷。水土保持为当前极为重要的工作。

3. 中国西部荒漠地域的地带结构和特征。

(1) 北部温带半荒漠地带： 阿尔泰山的山前平原的活动积温较低；降水稍多于南部荒漠。 雪盖持续期长，但积雪不厚。春季融雪后，夏温增高不仅强烈地进行物理风化过程，也强烈地进行化学风化过程。风化产物中硅酸盐和硅铝酸盐遭受深刻的破坏作用，强烈移动的元素和易移动的元素迁移很明显。景观标志元素为钙和钠。风化壳类型属硅铝—碳酸盐残积物和碳酸钠—硫酸盐堆积物。残积风化壳上，发育棕钙土型的土壤；春季融雪，表层土壤湿润度大，发生淋溶现象；下部有明显的碳酸盐淀积层和石膏淀积层。土壤大部分时间处于干燥状态，不利于有机质的累积，有机物残体发生好气分解。这类土壤钙的移动情况近似草原栗钙土型土壤，而表层发生微弱粘化，则开始接近荒漠土。地表径流和地下径流的水化学属重碳酸类型。有地下水联系的洼地里，产生苏打或苏打—硫酸盐土。

棕钙土的干旱性质对草原性植物发生不利的条件，禾本科草类有一部分为旱生性灌木和小半漠灌木所代替，组成半荒漠植物群落。其中短命植物也有分布。半荒漠每年新鲜有机质的产量是不高的。生物地球化学过程助长了钙和钠离子的循环作用。

(2) 中部温带荒漠地带： 包括北天山及其山前平原和准噶尔沙漠及阿拉善地区。积温增高，雨量减少，干燥度 4—160 在温度因素作用下，岩石进行热力风化过程，引起矿物的崩解和破坏，形成疏松的碎块。化学风化过程停留在初期阶段，解放出易溶的盐分和石膏。在缺水条件下，不能将产物迁移出去，而在土层内富集。由于空气干燥，溶液上升，经季节的弱度淋洗，使土层上部产生铁质化和粘化过程。保存在土内的铁，强烈脱水而成薄膜状包围土粒，因而荒漠的成土产物常呈红色。在具有温带荒漠特点的风化壳上，发育着代表地带性的灰棕色荒漠土，具有结实块状棕色、粘化—碱化层，腐殖质强烈矿质化，土壤湿度最大时，也就是增温季节，因此表层开始就有碳酸盐的聚结。这些特征完全是和地带性生物气候条件密切结合的。

地面径流的水化学属于重碳酸或重碳酸—硫酸钠、钙型，而地下水则属硫酸盐或氯化物—硫酸盐、钠和部分钙型。近代土壤积盐的特点亦属氯化物—硫酸盐或硫酸盐型，景观标志元素是钠而不是钙。温带荒漠植被以灌木为主。地上部分短小，叶多汁，细小或甚至无叶。灰分元素中易溶性盐类占相当大的比重。植物大多具有耐干性和抗盐性的生理特征。这和整

个地带的结构是完全一致的。

(3)南部暖温带荒漠地带：包括南天山和昆仑外部山脉和其间塔里木盆地，热量资源丰富，但极端缺水，干燥度在 8—30 之间，地面长期处于干燥状态，使机械风化过程变得一更加强烈。化学风化过程的强度减小，因此风化产物中粗粒物质丰富，矿物细粒很少。一般流水侵蚀作用很弱；但风力作用强，沙漠广泛分布。风化产物处在最原始阶段，属于硅、铝—硫酸盐—氯化物残积类型风化壳，其中还保持大量易溶性盐类，代表地带性的土壤为棕色荒漠土。其特征是硫酸盐完全未淋溶，石膏和易溶性盐聚积数量很大。石膏在结皮下即开始累积。在南部昆仑山前亚地带，土壤中石膏之下分布极厚的盐盘。夏季高温使残余有机质矿质化加强，因而腐殖质含量极端低。铁质化过程较温带荒漠土壤更强，土粒包有明显的棕红色或玫瑰红色的铁质膜。地下水的矿化度特别高，水化学属于苏打—氯化物—硫酸盐型。在地下水出露带上，或其他积盐中心，发生大面积盐土。一般积盐类型大部分为苏打硫酸盐—氯化物，部分为苏打—氯化物—硫酸盐。整个地带的景观元素以钠、氯和硫占绝对优势。南疆荒漠除大河沿岸淡化地下水带有较好的植被生境外，其他地方，条件都很恶化。首先是活的植物生产量很低，覆盖稀疏，甚至大面积为不毛之地，因此，残落物对成土作用没有很大意义。其次植被的抗旱性和耐盐性更强，... 种属组成为极有限的几种，大部属荒漠灌木群落。沙漠中潜水高处，生长红柳，亦可见到与夏季降水有关的一年生草本的盐生草。

以上只说明中国水平地带的分异规律和区划根据。各地带范围内的山地垂直带在自然省中处理，这里不加讨论。至于青川藏山原边缘高山：地域和内部青藏高原地域属于非地带性系列。只分地段，不分地带。前一地域按所处地带的垂直谱系的变化分为北部青、川高山高原地段和南部川藏高山地段。后一地域按所处纬度位置高低反映的景观特征分为北部羌塘高原地段及南部大湖区地段。其特征从略。

(四)中国自然地带的区划的原则

形成地带的基本动力是热量和水量，其中尤其太阳辐射是转化其他动力的能源，所以地带常是纬向配列的，热量的结合构成区划中国地带的相对标志，中国辐射平衡资料不足，只能采用不易改变的积温指标和降水指标，以及代表热量关系的干燥度作为区划的相对标志。这些指标总量可以看出地带分布的系列；但特别重要的还是热量数值的变化，因为它直接影

响自然过程的强度的变化，如果地带内部地区热水的时间分配上有差别，而总值近似，则地带景观发展可以有共同相似的特征。其间进一步的区划只有按相性。变化来进行，亦即亚地带或自然省的区划。

地带各种自然地理过程的进行主要取决于地表物质的内部特性；其次才取决于经常变化的外部因素。但地表物质在长时间内受共同主导因素的影响，可以使复杂物质通过各种自然过程向着相同的方向发展，形成地带的自然地理综合体，具体表现在代表地带特性的风化壳、土壤和植被。这些都是区划地带的绝对标志。

地貌本身的形成和发展一部分是由于非地带性的地质因素所控制的，只有地带性憋

附表

热量带	自然地域 风化产物 干燥度 积温指标(°C)	湿润充足的东部季风林地域			湿润不足的干草原地域			湿润极不足的半荒漠和荒漠地域		
		以富硅铝化富铝化酸性产物为主			富含碳酸盐——粘土质及黄土状产物			富含氯化物——硫酸盐碳酸盐的粘土质——砂质或其他堆积产物		
		0.5—0.75	0.75—1.0	1.0—1.3	1.3—1.5	1.5—2.0	2.0—2.3	2.3—4	4—16	7.16
寒温带	1 100—1 700	富硅铝化不饱 和 风化壳		东北南 泰加林 带 (棕色 灰土)						
温带	1 700—3 200	富硅铝 化和碳 酸盐风 化壳或 苏打风 化壳		东北落叶 林湿草原 地带(黑 土型土 壤)	北部高草原 地带(栗钙 土型土壤)			北部半 荒漠地 带(棕色 土型土 壤)		中部荒 漠地带 (灰色 荒漠 土)
暖温带	3 200—4 500	富硅铝 富钙质 风化壳		华北夏绿林 地带(褐色 土型土壤)	南部草原地 带(黑垆土)					南部暖 荒漠地 带(棕色 荒漠 土)
暖带	4 500—5 500	富硅铝 化不饱 和 风化壳		华中落 叶阔叶 常绿林 带 (黄棕 壤和黄 褐土)						
亚热带	5 500—8 000	富硅铝 化 风化壳		华中南 常绿阔 叶林地 带(红 土型土 壤)						
热带	8 000—9 000	富铝化 风化壳		华南季 风雨林 带 (砖红 土型土 壤)						
赤道带	9 000—9 500	珊瑚风 化壳	赤道雨 林地带							

外营力组成对它起一定的作用；因此，隆起在地带上升幅度内的高地可以变成一个参预地带组成活跃的因素，特别表现在排水条件方面，最为明显。我国季风林地域南方的热带季雨林地带，在山区可以上升到一千余米；因而低于此数的山地或丘陵无论把它作为一个要素来看，或作为一个因素来看，都有强烈地带性表现。地带上升幅度愈北愈降低，东北温带的地带紧靠着山麓。在这里，山地对地带的组成并不起直接的积极作用，只有从属于地带垂直谱系的意义。

在我国荒漠地域的地带上升幅度也是由南向北递减。南疆的暖温带荒漠地带可以上升到昆仑山北坡 3 000 米以上，而北疆的半荒漠亦只分布到阿尔泰山麓为止；因而地貌在荒漠地带所起的作用，南北也有明显的差别。

此外代表生态类型的动物和细菌界亦都具有地带性特征，都应列为区划的参考标志。中外很多学者认为中国北部的地带是经向分布的。他们只注意了夏季水量向内陆递减很快，对植物外貌及其他要素发生明显的反映，但对于冬季的不利条件却未予重视。水平分布的低温和蒸发限制了某些代表地带特征的树种向北迁移。生物越冬条件对水平地带组成以及栽培引种具有十分重要的意义。

其次，中国北部几个地带上升幅度都很小。尤其近海地区地带的特征几乎贴近平原面。幅度向西升高的原因，主要是由于地带热量东西大致相等，而水量则有明显的改变。地带内一定的热量结合着可以满足地带性植被组成最适合要求的水分条件之外，如果多余了一些水分(表现在东部地带性土壤型的淋溶作用)或者稍缺了一些水分(表现于地带性土壤的聚钙作用)都应是地带内部景观相性变化(自然省的变化)的主导因素，而不应是地带变化的主导因素。

最后，中国北部的地带近海的东部，隆起山地接受地形性雨很多，同时也会影响邻近平原的降水。内陆部分地区接受外来碳酸盐沉积物以及长期人类干预自然的结果，亦都是以引自然界的旱化现象。这些都是非地带性因素的影响，在区划时必须加以考虑。

四、自然省的形成和区划原则

自然省是地带的一部分，它在地带固有特征之下发展起来的，具有局部地质地貌结构、气候、风化物、土壤及植被的区域综合体。这种综合体的形成，在很大程度上，取决于

所处地带内的位置，地表结构，结合输送进来的水气和热量而产生一系列的自然过程。所以自然省的分布图式，大体作经向排列的顺序。

上升趋向的山地自然省应有的中级构造单位和地貌成因上的一致性，并结合当地水热条件而产生地带上升幅度内或垂直带谱系内各种自然地理过程的变化。如风化过程、剥蚀侵蚀过程以及物质迁移过程而产生地貌、风化物、土壤、植物垂直谱系的变化。

下降趋向的平原省主要结合水的功能而产生堆积过程，盐分累积和冲洗过程，草甸化过程，土壤和植被形成过程。其最后的产物常为地带内部相性的变化。例如土壤成为地带土壤型中的亚类；植被成为地带代表型中的植被群落亚纲，有时也包括较大范围的草甸化和沼泽化的发展特点。

自然省的某些部分如遇到受邻区发生另一种有规律转变的质的破坏，或受到比较偶然性小气候，小地形局部变化的破坏，而文本能单独划成一省时，只能把它单独划成为自然州，以达到更大的一致性。今以东北温带落叶阔叶混合草原地带为例，可以划成以下五个自然省：东部外侧平原省；东北东部山地自然省；小兴安岭自然省；松嫩平原自然省；大兴安岭自然省。

五、自然州的形成和区划原则

自然州是自然省的一部分。它是在自然省的背景里起分异作用的，主要的区划标志是地貌。因为它在小面积内是最不易改变的惰性体。

由于较小地貌单位结构的一致性而产生局部水文、土壤、植被等形成过程和类型的基本相似特点。

山地自然省内的自然州的划分，须考虑地貌、岩性一致部分或相关部分的结合。高山垂直系统很明显部分，可以把经济利用一致的二个，以上垂直带合并成为一个自然州。垂直带不明显的中山或低山丘陵，可以直接按地貌单位区划开来。山地须注意人类经济活动对自然综合体的影响和应有的改造措施。

平原自然省内的自然州的区划，要考虑地貌和相应部位的沉积特征。它们往往使迤：流和土壤具有一定规律的变化，如局部盐渍化、沼泽化的形成等。

自然州区划须考虑局部气温、降水量、无霜期对农牧业所起的影响，并尽可能指出地面

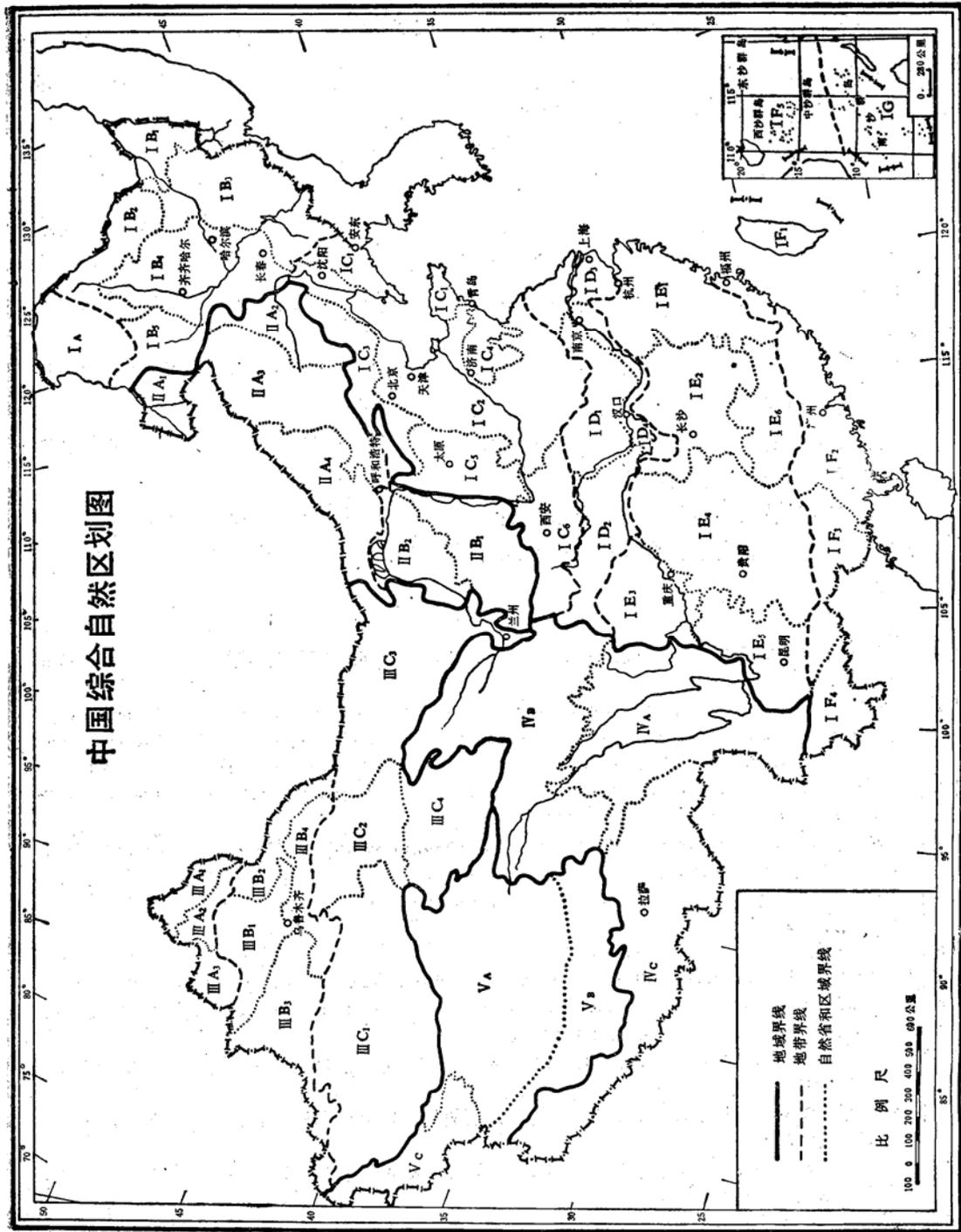
水和地下水最合理的利用和改造的途径。

以东北外侧平原自然省为例，可以区为：三江平原自然外；兴凯湖平原自然州。

本文限于篇幅不能把这些自然省和自然州的自然特征，一一加以说明。

参 考 文 献

- [1] 周廷儒：中国第三纪第四纪以来地带性和非地带的分化，北京师范大学学报自然科学版，1960年，第2期，第63页。
- [2] Gellert, J. F., Kurze Bemerkungen zur Klimazonierung der Erde und zur Planetarischen Zirkulation der Atmosphäre in der Jungeren erdgeschichtlichen Vorzeit ausgehend von Tertiär. *Wiss. Zeitschr. d. Päd. Hochschule Potsdam, math-nat. R.S.* 145—151(1958)
- [3] Grabau, A. W., Tibet and the Origin of Man, *Hyllningsskrift Tillognod Sven Heden Po Hans 70 Arstag den 14 Febr.* (1935)
- [4] De Terra, H., Evidence of Recent climatic changes shown by Tibetan Highland lakes. *Geogr. Review vol 84*(1934)
- [5] Leche, W., *Zoologie*, Sven Heden scientific Results of a Journey in Central Asia 6, Part I (1849—1902).
- [6] 雅鲁申科：苏联远东植被群落概论
- [7] 钱耐，胡先骕：A Miocene Flora from Shantung Prov, China, *古生物志*112,(1940)
- [8] Credner, W., Das Kraeftever haeltis morphologischer Faktoren und ihre Ausdruck im Formenbild Suedostasiens, *地质汇报*(1931)
- [9] 柯夫达, B. A., 中国之土壤与自然条件概论,第十章 中国热带和亚热带地区的土壤。科学出版社(1906)
- [10] 索恰瓦, B.Б, 与自然区划问题有关的黑龙江流域的植被地学问题,黑龙江流域综合考察学术报告第二集(1959)。
- [11] 李维罗夫斯基 Ю. А., 鲁勃卓娃, Л. П., 黑龙江流域的土壤地理区划,黑龙江流域综合考察学术报告第三集(1960)。
- [12] Licent, E. & Teihard de Chardin, P., Geological Observations in Northen Manchuarua & Borga (Hailar) *Bull. geol. soc., china. vol 9 no.1*, (1930)
- [13] Sauer: C. O., Early Relations of man to Plants, *Geogr. Review*, 37 no. 1.P.5(1947)
- [14] 凯斯 A. C., К. вопросу О Происхождении Лессовой толши Северного китая. *Трудыпомисе-*



中国综合自然区划图

图1 中国综合自然区划图

ни Поизучению четвергчного Пэриода 14(1959)

- [15] 裴文中: 中国第四纪哺乳动物区划及地层划分, 中国第四纪研究, 第1卷第1期(1958)
- [16] Fenzel, G., Das Taipei Massiveim Tsingling Schan. *Pei. Mei*(1934)
- [17] 张保升: 太白山冰川地形, 中国第四纪地质研究, 1卷1期(1958)
- [18] Wissmann, H. V., Über Loess Bildung und Würmeiszeit im China. *Geogr. Zeit* 44Ja. 6H (1938)
- [19] 袁复礼: 第四纪地质讲义, 下册, 第215页, 北京地质勘探学院(1957)
- [20] Panzer, W., Eiszeitspuren auf Formosa, *Zeit. f. Gletscherk*, 23(1935)
- [21] 张印堂: 岱海湖岸线的变迁及其气候意义, 地质论评, 2卷, 3期(1937)
- [22] 作者于1953年到内蒙达来泊见有高出湖面15米的古湖岸线。
- [23] 李世英: 新疆维吾尔自治区准格尔植被基本特征(提要), 新疆综合考察队报告(1958)
- [24] Cheney, R. W., The Kucha Flora in Central Asia during The Late Tertiary *Bull. Geol. soc., China*. (1937)
- [25] 尼阜尔斯卡娅 B. B., 黑龙江流域苏境平原地貌特征及地形条件对黑龙江区域农业的意义, 黑龙江流域综合考察学术报告第三集(1960)
- [26] 科夫达 B. A. 等: 黑龙江地区土壤发生学特点, 黑龙江流域综合考察学术报告第一集(1958)
- [27] 科学院土壤及水土保持研究所, 华北平原土壤, 科学出版社(1961)
- [28] 科夫达 B. A.: 中国之土壤与自然条件概论, 第319页, 科学出版社(1960)
- [29] 黄金森等: 试论粤东沿海红壤风化壳, 地理学会地貌专门委员会论文(1962)
- [30] 席连之: 南沙群岛土壤纪要, 土壤学季刊, 第6卷, 第3期(1947)
- [31] 罗卓诺夫 A. H. 中国黄土区的土壤及其侵蚀和熟化, 黄河中游水土保持综合考察队, (1958)
- [32] 科夫达 B. A.: 中国之土壤与自然条件概论, 第282页, 科学出版社(1960)
- [33] 石玉麟: 新疆的自然地带性, 新疆综合考察队报告, 未刊稿。

中国综合自然区划图

图 例

I 湿润充足的东部季风林地域

IA 东北寒温带南泰加森林地带——大兴安岭北段

IB 东北温带针叶与落叶阔叶混交林地带

IB₁ 三江平原及兴凯湖盆地自然省

IB₂ 小兴安岭自然省

IB₃ 东北东部山地自然省

IB₄ 东北大平原自然省

IB₅ 大兴安岭中段自然省

IC 华北暖温带落叶阔叶林地带

IC₁ 辽东胶东山地自然省

IC₂ 华北大平原自然省

IC₃ 冀北山地自然省

IC₄ 鲁中鲁南丘陵地自然省

IC₅ 山西山地自然省

IC₆ 陕中豫西山自然省

ID 华中暖温带夏绿阔叶与常绿阔叶混交林地带

ID₁ 淮阳山地自然省

ID₂ 大巴山地和汉中盆地自然省

ID₃ 长江下游平原自然省

ID₄ 长江中游平原自然省

IE 华中亚热带常绿阔叶林地带

IE₁ 浙闽山地自然省

IE₂ 江南丘陵地自然省

IE₃ 四川盆地自然省

IE₄ 黔湘鄂高地自然省

IE₅ 滇东滇中山原自然省

IE₆ 南岭山地自然省

IF 华南热带季风雨林地带

IF₁ 台湾岛自然省

IF₂ 东南沿海山地自然省

IF₃ 广西滇南山地自然省

IF₄ 滇西南中山宽谷自然省

IF₅ 南海珊瑚群岛自然省

IG 华南赤道带雨林地带——南沙群岛

II 湿润不足的干草原和荒漠草原地域

IIA 北方温带干草原地带

IIA₁ 呼伦贝尔盆地自然省

IIA₂ 大兴安岭南段山前平地自然省

IIA₃ 大兴安岭南段及中部高原自然省

IIA₄ 西部荒漠草原高原自然省

IIIB 南方暖温带干草原地带

IIIB₁ 黄土高原自然省

IIIB₂ 鄂尔多斯荒漠高原自然省

III 湿润极不足的内陆半荒漠和荒漠地域

IIIA 北疆温带半荒漠地带

IIIA₁ 阿尔泰山地自然省

IIIA₂ 阿尔泰山前平原自然省

IIIA₃ 准噶尔界山自然省

IIIB 北疆温带荒漠地带

- III B₁ 准噶尔平原自然省
- III B₂ 准噶尔东部戈壁自然省
- III B₃ 西部天山自然省
- III B₄ 东部天山自然省
- III C 南疆暖温带荒漠地带
 - III C₁ 塔里木盆地自然省
 - III C₂ 嘎顺戈壁吐鲁番及哈密盆地自然省
 - III C₃ 河西走廊及额济纳高原自然省
 - III C₄ 柴达木盆地自然省
- IV 相当湿润的青藏高原边缘高山地域
 - IV A 川西滇西北高山深谷区域
 - IV B 青海高原高山区域
 - IV C 喜马拉雅及冈底斯高山区域
- V 极端干寒的西藏寒荒漠高原地域
 - V A 羌塘高原区域
 - V B 南部大湖区域
 - V C 西部昆仑及喀喇昆仑高山区域

关于新疆最近地球历史时期的古地理问题

地球陆面上古地理的巨大变化，主要是由于气候带位置的移动。这种移动的原因很多，其中最主要的就是地壳大规模的隆起和下降，以及海陆轮廓的剧烈变动。由此引起地面接受太阳辐射的差别、大气环流和洋流系统的变化，因而使气候带发生移动和自然区域综合体重新分异。

其次，如果地轴位置有大幅度的变动，也会引起纬度的变化，从而使气候带发生移位。

都班(Durban 1952)根据古地磁测量方法所得研究结果，认为北美的地理纬度位置在整个第三纪时期未曾有过很大的变动。克莱士(Crez)，伊文思(Irvings, E·) 伦康和(Roicorn S. K.) (1954--1957)研究英国和美国各个地质时期岩石标本的地磁方位，表明第三纪晚期，平均磁轴和地轴的位置，大体和今日相符，由这些研究的结果看来，在最近的地球历史时期里，世界各处气候带的变动由于地轴巨大移位的可能性是比较小的。

复次，第四纪高纬度和中纬度有大规模冰川的发展，不仅使本身气候发生了变化，而且以不同形式影响到全世界，就第四纪最大冰期的情况而论，这时全球的气候带都剧烈向赤道移动位置，并向赤道缩小它们的范围(Buedel, J.) (1949)因此研究第四纪古地理时，这种变化值得我们注意。

此外，地球的轨道因受行星相互之间的吸引而产生各地气候周期性的变化，如黄道倾斜轨道偏心和岁差等都会使地表接受太阳辐射量而发生某种程度的变化，其周期变动率，根据 Zeuner, F. E-(1950)的意见 各为 40 000 年，92 000 年和 21000。

至于根据长期气象记录和历史记录分析气候周期性的变化其规模更小，为期更短，一般周期率为 11、22、40、810、189、567 年，这种气候变化并不致影响气候带的变化。

本文探讨新疆最近地质时期的古地理，特别注意到气候带的移位和巨大的气候变化及其总的发展趋势，这些主要是从巨大的构造运动和冰川作用来考虑的。至于由其他因素而产生较小周期性的气候变动，在这里暂不予讨论。

一、新疆白垩纪-老第三纪时期古地理轮廓

新疆在西幕林(燕山)运动以后,构造作用转为微弱。隆起的山地逐渐被夷平。与当时剥蚀作用相符合的沉积物都是一些较薄的红色岩系和杂岩系,它们主要由页岩质粘土、砂质粘土、砂岩、泥灰岩及砾石夹层等,从沉积岩相来看,当时流水下切的程度不很剧烈,沉积作用是在构造运动为剥蚀所抵消的条件下进行的,因而这种过程有助于保持地貌的平坦性和准平原化的特征。当时北极没有冰盖,西部有暖流进入的古地中海,新疆大气环流形势很象今E1 西欧北非之间的系统。大陆温度比现在高得多。气候带自北而南作有规律分布。

1. 北部阿尔泰暖温带森林气候

当老第三纪时,北部阿尔泰加里东褶皱带属稍有隆起的侵蚀区,因为那里没有出现白垩纪和第三纪的沉积,应是缓斜高地和起伏不大的丘陵。南部的海西褶皱带,剥蚀作用比较剧烈,地势较坦,多花岗岩残丘。更南为下沉的均黄平坦面,其上堆积平整的老第三纪沉积,局部地区亦有侏罗纪地层出现。老第三纪时期的水系都由高地直接向南流到山前地区的淡水湖泊里。从高地冲刷下来的粘土风化壳,沉积在湖里,而在当温热气候下,产生许多泥炭和褐煤。根据苏联阿尔泰泥炭和褐煤中植物群的分析资料,这里生长着暖温带阔叶林。其成分包含有水杉(*Sequoia longisdrorffii*) 落羽松(*Taxodium dulium*)、银杏(*Ginkgo andoides*)、美国鹅掌楸(*Liriodendron tul*)、枫杨(*Trelocargo enSinerui*)、胡桃(*Julens sp*) 水青刚、榉、栎、鹅耳枥等,显示新疆北部在老第三纪时的气候应属柯本氏分类的CPa型这是一种无干季而有热夏的暖温带森林地带。

2. 准噶尔界山及天山西部地索海式气候

准噶尔界山和天山西部的伊犁地区都是靠近古地中海部分。其位置处于亚热带气候范围里,夏季干热而冬季降水比较丰富。这里繁衍古地中海式的茂盛植被。在第三纪地层中还可以看到它们的残体。但是许多这种古植物的后裔,一象野苹果(*Malus silu—crsii*)、白蜡(*Fraxiauspj*)、山里红(*Crataegus lp.*)、野胡桃等落叶乔木都隐藏在不受后来寒流袭击的深谷里,得以繁殖至今。此外还有分布在山坡草原中的白草(*Andropogozschaefmum*)和生长在今日沙丘上的三芒草(*Ariltida lp*)都是代表古地中海区系的典型植物。

3. 准噶尔盆地和天山东部亚热带草原气候

这些地区距离古海较远，可能属于亚热带森林草原和草原气候。诺林(. Norin, E.) 在天山东部博罗霍坦的高山均夷面上(3 400—2 900 米)，发现覆有含氯化物的厚层古风化壳。他认为是第三纪地层中的盐分因受淋蚀而为底部古老基岩的风化层所吸收，证明现在的均夷面，必然为古老低地上升的结果，实际上这种氯化物古老风化壳应在老三纪古准平原化时期干燥草原的环境中生成的，后来上升在荒漠山地的垂直谱系里而得保留下来。

4. 南疆塔里木盆地及昆仑山亚热带荒漠气候

南疆在第三纪时符合于亚热带高压带的范围，因此发展了荒漠草原气候和荒漠气候。天山南缘凹陷中，底部有老第三纪的红色系夹有大量的盐和石膏，沉积相的特征是在准平原化过程中产生的细土沉积为主，和现代地面构造没有规律上的联系。老第三纪的沉积层可以库车系的下部为代表，它是一种鲜红色泽夹有石膏质的泥灰岩和砂岩，上部覆有砾岩。主要是河成相和浅湖相的沉积。都是一些干旱气候条件下的产物。塔里木盆地西部，特别在和田和喀什一带出现第三纪初期的桑株系海相沉积。大部，由粘土岩和石灰岩、砂岩组成，上部砾质增加，其中夹有大量石膏和盐以及许多海相化石。证明是一种干热气候下泻湖相的浅海沉积。其时南疆大部平原区，可能属于亚热带荒漠气候(Bwh)。

二、新第三纪—第四纪初的古地理的巨大变化：

当渐新世时，喜马拉雅运动开始，古地中海消失而为新时期褶皱山脉所代替。欧亚大陆连成一片。由于大陆和太平洋的对比关系及巨大西藏高原的隆起，建立起东亚新的季风环流系统。新疆地区冬季受到蒙古—西伯利亚高压的影响，许多地方逐渐转向干寒气候方向发展。

上新世时，新疆及其邻近的古地槽区复活，隆起成为高大的山体如阿尔泰山、天山及帕米尔—昆仑山等，而地台区形成南北疆两大封闭盆地。环峙在周围的山脉阻挡一部分海洋气流进入到盆地内部，促使盆地气候变得比过去更干一些，同时北极进入到冰期准备阶段，使温暖的气候带向南推移并缩小其范围。

1. 各地气候的巨大变化

上述地史的巨大变化，引起新疆各地的气候带重新分异。

(1) 阿尔泰及其山前地区

一、阿尔泰山新时期上升运动比较缓和，但其山前平原地区隆起较剧，因此山前上新统和第四纪的沉积层较薄。另一方面由于山前隆起向西北侧倾斜，并有断裂发生，巨大河流如额尔齐斯与乌伦古河均转向西北流，前者流入苏联境内。这一带的气温比老第三纪降低了一些，引起植被的变化，根据苏联阿尔泰部分植物化石的研究，认为新第三纪的植被组成，尚有椴、榛、赤杨和云杉的现代种，亦有和现代相近种，如第三纪杨、欧洲山杨、第三纪枫杨。还保存部分老第三纪遗留下来的水杉、美国鹅掌楸等。这里转变为温带落叶阔叶和针叶的混交林地带。可能到第四纪初期寒风势力更为强劲，气温下降更剧烈。山前区植被有向草原方向发展趋势。

(2) 准噶尔盆地及天山地区

一其时天山隆起速度相当迅速，形成巨大的山脉，北麓山前凹陷中沉积相当厚，西部地中海型的。森林分布范围大为缩小，很多古植物躲避在不受寒潮侵袭的深谷内。原来广布在准噶尔盆地及天山东部的亚热带草原，由于冬季受蒙古高原吹来的寒风的袭击，春季融雪稍多而夏季干旱，转变为温带草原。

(3) 塔里木盆地及昆仑山地区

在那时，天山南麓凹陷中，开始堆积粒径变得粗大的磨拉石沉积，证明是在山地新构造隆起条件下产生的。沉积物以淡色和灰色岩层占优势。质地粗，透水性强，少积盐现象。库车系中属于这一期的沉积，厚度平均可达500米。新第三纪库车系植物群包含诺林杨小叶榆等。这些植物的生长和地下水的补给有关切。根据东疆哈密孢粉组合的分析资料，证明第三纪属于亚热带的半荒漠的气候环境。至于昆仑山北的莎车凹陷中，亦有极厚的上新统和第四纪初的陆相沉积，其中夹有石膏和盐的结晶。此外罗布泊亦有相同时期的淡黄色的湖相沉积。这里还是相当于亚热带的高压带，仍是荒漠草原气候和荒漠气候，不过由于昆仑山和西藏高原的隆起，使该带变得比较狭隘一些。

2. 新构造运动的特征

新疆新构造运动主要发生于上新统和第四纪初，形成今日地貌的基本轮廓，但在

整个第四纪时期中，新构造运动续有发展，直到现代犹未止息。关于新疆山地新构造隆起的作用有几种不同的意见：

(1) 鲍格丹诺维奇 K. I., I., 奥勃鲁契夫 B. A., 台维斯 W., 马赫洽克和 F., 诺林 E. 等认为准平原的隆起受到正断层的分割，变成多级平坦面的山地地貌。

(2) 穆什凯托夫 H. B., 舒尔兹 C. C. 认为山地的隆起主要属于褶皱性质，是古老褶皱的再造，高山均夷面相当于拱曲的背斜部分。

(3) 格拉西莫夫和尼格拉耶夫 H. E 认为上述学者过多强调构造的片面作用。实际上应当包括二种构造形态。地壳在可塑性的单元上，形成褶皱，而在刚性的单元上形成断裂的镶嵌体。

格拉西莫夫和尼古拉耶夫的意见大体是正确的。但从某些具体例子来验证，亦有不尽相符之处。看来还须由地球内部不等的地形形成能量来决定。兹就阿尔泰、天山和昆仑山三条山脉新构造特征来比较说明。

阿尔泰山的新造山带主要是在刚性的加里东褶皱部分，形成缓慢拱曲起来的高山。占优势的均夷面保持在 2 300—2700 米之间。而南侧比较柔性的海西褶皱带并没有拱曲隆起，相反在东南段却有哈萨坟、六棵树和将军戈壁三级沿断层隆起的山麓梯级，向西北倾斜。

天山新构造隆起又是一种类型。中央加里东褶皱带上升不很高，但南北的海西褶皱带却隆起得特别雄伟，而且向外侧地台方向逆掩。高山主要的均夷面分布在 3 000—4000 米之间，上升的构造形态又分为几种不同形式：(a) 一种是以拱曲构造为主的。同属古生代地层组成的山体隆起的高程并不一样。例如从天山南麓库尔勒附近向北到乌苏坦果勒的地质剖面，显示在大规模的拱曲过程中，伴有断裂下降的地块。由塔里木地台北缘隆起的博洛霍坦山，形似斜面图案状的地块，山顶平面由南向北逐渐抬升到 3 000 米左右，急速以断层形式下降到焉耆盆地。北侧的博尔托乌拉沿断层隆起。其平坦面开始在 3000 米左右，是一个延续被压缩拱起的巨大平顶地垒，向北抬升到 3 400 米为止，后以大断层降落到乌苏坦果勒(见图 1)。又在天山坡沿乌拉斯台可以见到拱起的古老石质阶地，证明这一部分的天山是以拱曲占优势的。(b) 另外亦有以断裂为主的断块山地，例如库鲁克塔克的南侧由不同年龄的地层被剥蚀而形成的准平原，后来沿断层逐级隆起成为山地，古生代地层隆起最高，其

次为侏罗纪地层，最低为老第三纪地层，地貌特征犹如阶梯下降。o、(c)以车 F 青褶皱为主的形态居于天山南北麓的前缘凹陷区，其中有疏松的中生代、新生代地层，经褶皱而成为前山带。其褶皱时代不仅限于上新世和第四纪初期，有些背斜顶部，覆有冰水沉积和黄土，证明属于第四纪中期的产物。

昆仑山和小帕米尔新构造运动的特点是古老的中央结晶带隆起得特别高，如慕士塔格海拔达 7564 米，但南北两翼的海西褶皱带隆起较低，一般平坦峰面高度在 4 000—5 000 米之间。山顶起伏约有数百米的差距。新第三纪以来昆仑山的上升强度可以老第三纪的

图 1 从库尔勒到乌斯坦果勒天山拱曲隆起的地貌形态

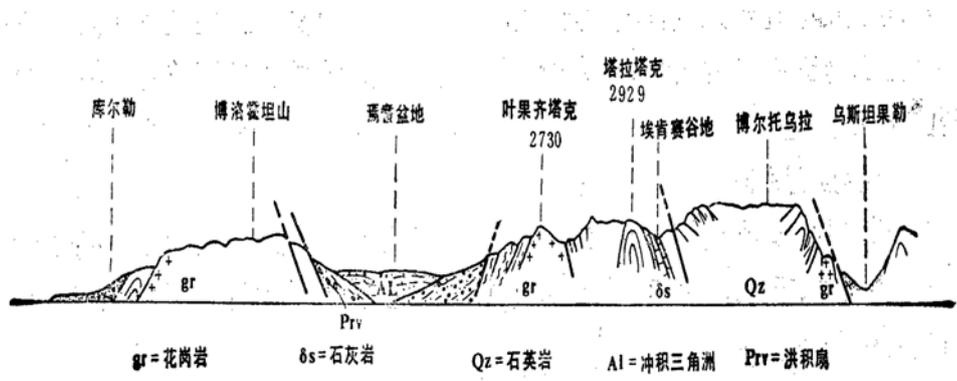


图 1 从库尔勒到乌斯坦果勒天山拱曲隆起的地貌形态

• 150 •

海相沉积隆起的高度来衡量。大帕米尔的套一姆龙山口的海相沉积海拔高度为 3700 米，西昆仑桑株巴扎的海相沉积高度为 2300 米。这些高度以上的起伏似乎都应属于第三纪以前更古老的地貌要素。现今 6 000 米以上的穹窿状的山结可能是中生代残留山体，4000—5 000 米的起伏山地主要是上新世以来沿断层上升的顶峰面，如沿外阿莱山脉的著名华夏斯 (Washas) 大断层，活化很剧烈，现代的地震活动和沿山麓分布的温泉都是新构造运动的标志。此外还有更低二级的断层所限的山麓阶梯，那是第四纪间歇隆起的产物。

三、新疆第四纪的古地理概况

第四纪初，北极区开始发育大陆冰盖，并逐渐扩展它的范围。当最大冰期时，它曾把冰川的分支伸入到南部温暖区。永冻土和苔原大致位于现代欧亚大陆的北纬 75 度和 70 度之间，新疆地区不仅受到北部大陆冰盖高压的影响，同时在冬季又受蒙古高压的影响。使

本区变得非常干冷。因此这时期的地理环境又有了进一步的变化。兹分山地和平原两部分来说明。

1. 新疆第四纪山地气候和冰川作用

当第四纪冰期时，冰川作用对新疆大气环流的基本形式，未能有很多的改变，但降温非常激烈。山地降水较平原多，而且大部都是固体降水，因此发育了大规模的山地冰川。

(1) 高山冰川作用的二般特征：新疆第四纪冰期的冰川作用的特征可以归纳为以下几点：

(a) 古冰川分布只限于山地区域并为荒漠性的平原所间隔。

(b) 由于高山所处纬度位置不同，隆起高度有异，接受水量和热量有很大的差别，同时山地的厚度和坡度对积雪面积大小，都会影响到山地古冰川的类型和规模。

(c) 古冰川类型和现今高山所见冰川类型略同，有冰斗冰川、悬冰川、谷冰川、覆盖冰川，不过古冰川的规模比现在的大得多，而且还有现在所不见的山间盆地冰川。

(d) 高山在整个冰期时代，都存在不融化的冰川。间冰期时，冰川向高山退缩，临近冰雪地区常是冰缘气候，到下次冰期来临时，冰川再度扩大其面积并向下伸张。

(e) 高山冰川的规模，初期最大，依次减小。这和世界其他地区后期冰川规模较大(Riss)的情况不同。山地构造隆起和冰川作用并不是有必然的关系。例如中生代的构造运动相当剧烈，但未曾出现大规模的冰川。可见构造运动必须在特有的地貌基础和第四纪气候因素的总背景中，才能发展特殊规模的冰川。

(2) 高山第四纪冰川的次数和规模的讨论。欲了解新疆山地古冰川次数和规模，应先研究现在山地降水分布的规律性。根据天山北坡乌鲁木齐河流域各站的降水情况看：

站名	海拔高度(米)	年降水(毫米)	记录年分
梧桐窝子(八一农场)	445	175.7	1956—60
昌吉	620	194.5	1954—61
乌鲁木齐市	902	245.7	1941—62
英雄桥站	1800	622.3	1960—61
天山站	3500	431.0	1959—61

根据以上资料分析，大致在 2 000 — 2 500 米之间的高度降雨最为丰富，和观在天山森林带的高度相符，在 2 500—3 000 米之间，雨水转化为固体降水，雨降水量已相当减少。3000 米以上的山地纯为降雪，愈上降水量愈少。当第四纪冰期时，北半球普遍降温，山地降水形式主要是降雪。最丰富的降雪带，应在 2 000_3. 000 米之间的高度，特别在 2000—2500 米之间为最多。这种冰期的降水分布规律，必须和积雪的地貌基础以及新构造隆起的速度联系起来，才能了解高山冰川规模和次数的变化。当老第三纪完成统一的准平原面时，其基底海拔高度南北疆可能悬殊不大。新第三纪构造分异，各个山地隆起快慢不一，高度参差。如果第四纪冰期初期山地最占优势的均夷面抬升到降雪最多的高度范围内，积冰的面积最大，其时冰雪累积多而消融少，便会发生首次最大规模的冰川。当后来主要的均夷面上升超过了降雪最多带，由于高山水气减少，冰川作用便逐次变弱，同时在下部降雪丰富带上，由于山坡变陡，集冰的机会也就少得多了(见图 2)。兹将各主要山脉第四纪古冰川作用的次数和规模简要说明如下：

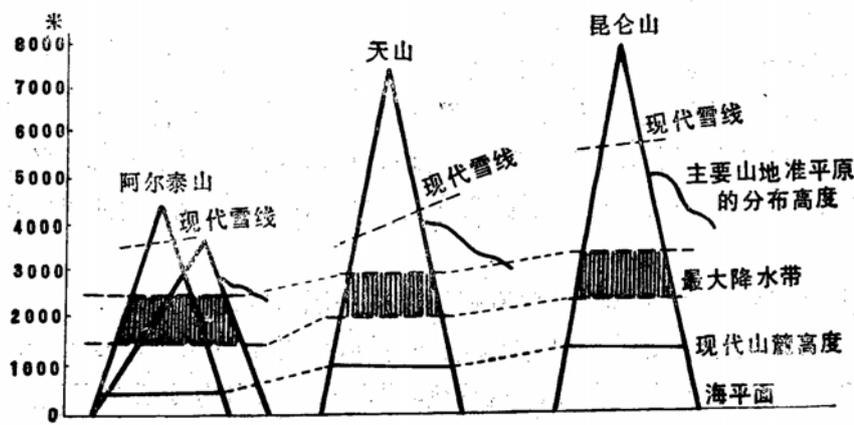


图 2 阿尔泰、天山、昆仑山在第四纪冰期降水带积雪的地貌基础和新构造隆起强变之间的关系。

(a) 阿尔泰山是一种刚性的山体，拱曲隆起过于缓慢，可能缺少第一期冰川。当第二期冰期时主要均夷面抬升到 1 400—2400 米降雪丰富带内，产生第一次大规模的覆盖冰川，其分支的谷冰川一直冲到今日中山森林带范围里。第三期冰川时，均夷面抬升到 2400—2700 米之间的高度，积雪和贮水相应减少，覆盖冰川的厚度变薄，只在冰窖和冰槽中进行强烈的剥蚀作用。到冰期晚期，冰川势力趋弱，仅有小规模第三次谷冰川，它的终碛只分布在

中高山前期冰槽的边缘上，所以阿尔泰山在第四纪共有三次冰期。

(b)天山上升比较快速，整个冰期内共发生四次冰川。第一次冰期，主要均夷面隆起在降雪丰富带内，产生覆盖冰川和山间盆地冰川及谷冰川。有些巨大的谷冰川沿河谷一直泻落在山麓平原上。第二期冰川，由于均夷面隆起得稍高，冰” I 规模变小，但某些谷冰川亦可到达山口附近。惟第三、第四期冰川，由于均夷面已上升到 3 000 米以上，冰雪来源急速减少，它们的终碛只隐藏在深谷的上游。其时最高的天山峰顶已高出雪线三、四公里，即使降水来源减少，但接受降雪的范围比较大，还可以从雪崩的方式补给谷冰川，因此最高山带，无论在间冰期或现代，都可以通过冷贮藏和渗水冻结的方式保留在高处一部分冰川而不致融消净尽。

(c)昆仑山和帕米尔，隆起最为剧烈，第四纪冰期时代，计有四个冰期，第一期最大一次冰川发育在结晶带山峰以及下部具有平顶峰起伏的地形面上，其中包括冰期前下切不深的谷地和山间盆地，其时，它们都隆起在降雪最多的湿润带内(2 400—3 400 米)所以形成了广袤的冰盖冰川和盆地冰川。其后不断发生间歇隆起，集冰最多的地面递升到湿润带之上。因此，第二次，第三次冰川规模依次减小。到冰期晚期，由于受到邻近山脉屏障的影响，山地已变得相当干旱，冰川规模大为缩小。兹以昆古尔山北麓的布伦库尔的第四纪山间盆地冰川为例：当第一期最大冰川退后巨大终碛垅包围谷口。融冰水集结在冰碛垅之间而成湖泊，湖水在谷口最低点上被冲破，强烈侵蚀下游盖孜河峡谷并将大量冰水砾石沉积在谷口，形成巨大的干三角洲。这种过程，在每次冰期的冰川后退时，反复进行。同时伴着山地的上升，盆地中发生三个依次降低的冰碛垅阶地，而在最后一次冰川的冰碛却沿着横贯上述冰积垅阶地的河谷(第三间冰期产物)一直延伸到山间盆地边缘上，显示一种规模最小的谷冰川。在盖孜河谷里有四级和冰期相符的冰水沉积阶地(包括最高一般冰期前的阶地共有五级)。在谷口相应四个冲积锥套生着，它们的坡度和面积都顺次减小。

现代昆仑山雪线已升到 5500 — 5600 米之间，高山谷冰川主要出现在最高穹形结晶带的山体上，作放射状的分布，还是依赖高山冰雪冷贮藏和渗水冻结得以维持其生存。

(3)高山间冰期的主要沉积特征：高山间冰期沉积中最重要的是淡水湖泊沉积。新疆高山许多大小湖泊多半是受过冰川作用的典型产物。它们历经间冰期的气候变化。它们遗留

下来的沉积物提供我们对山区冰期研究的资料。

阿尔泰山、天山和昆仑山分另 11 在不同的高程上，分布第四纪湖相沉积，其中常可发现夹有不同时期的冰碛，而且在湖相沉积的底部亦可见到冰泥卷、冰楔的存在，表现出高山间。冰期是有冰缘气候的特征。在昆仑山被河流切割的冰碛阶地剖面中，出露夹有黄色细沙和绿色粘土的湖相沉积，里面含有针状石膏，不仅表明间冰期气候相当寒冷而且还很干燥。

新疆第四纪的黄土多半是冰期达最高点时的风成沉积，其时干风吹扬起来的细尘，在一定适合条件的地点，重新沉积下来。到间冰期，高山带冰川融解。中山带降雨增多，山地迳流活跃，河流带下砾石和黄土状物质，冲填谷地。山地内部由于构造间歇隆起，河水深切在充满黄土砾石的河谷里，发育为黄土砾石阶地，最高阶地黄土沉积最厚阶地依次下降，黄土变薄，符合冰川规模变弱的规律。

昆仑山布伦库尔西坡大面积的飞沙属于冰川晚期或间水期的产物，盆地冰川退后，地下死冰融解的前期和同期，无植被覆盖的干湖面上的泥沙被风吹扬起来而成飞沙。死冰融解结束是间冰期转暖的开始，湖面积水，那时飞沙减少。现今补给布伦库尔的水量大部下渗到湖底冰碛中，所以湖面干涸，春季吹扬起来的飞沙继续堆积在北坡上并越过山脊堆积到南坡上来。

(4) 山地冰缘气候的下限及冰期以后气候的变化： 由冰缘气候所产生的许多形态，不只出现在间冰期山地冰川后退的地区，亦见于冰期冰川扩张的前缘，有时可一直延伸到山前平原。

阿尔泰山的中山带坡面，在冰期时，曾有冰缘霜冻风化作用而产生的大规模的倒石堆。现在中山带灰色森林土层下部，还保存着未经完全风化的大石块，表明今日浓密的森林带，在昔日有过冰缘气候。

阿尔泰东南段青河附近，有古冰缘区的泥流现象出现在今日的森林带内。

天山北坡在最大冰期时，有些谷冰川如巴音果勒冰川 一直伸展至山前山带内部的平原上(喇嘛庙北)，海拔高度在 1 500 米左右。 前端冰缘带至少有五公里的幅度下降到 700 米，又在乌苏西的爱拔特谷地发现花岗岩泥流，它的海拔高度不过 700 米，准噶尔界山的梅里山南坡花岗岩面上呈现羊毛卷地形具有霜冻形态的特征，下限高度约与前同，准噶尔平原

北缘黄羊泉附近的洪积中有冰泥卷的存在，海拔高度不过 600 米。由此看来北疆冰期冻土带的下限、从山地可以一直到平原，大致其等高线在 600—700 米之间。

新疆地势比较封闭而且位置偏南，干燥度有所增加。天山的南坡在第四纪已受荒漠气候的影响。泥流出现在乌库公路经巴林台南的哈不切沟的冰水沉积层中，海拔高度在 1500 米左右。昆仑山西段金格套的阴坡廓起喀拉他地方，发现小型冰斗，其前端分布一块冰碛，海拔高度为 2100 米，又策勒南杜瓦河谷的冰碛海拔高度为 2300 米。新疆冰期冻土带的下限大致在 2000 米左右，没有延展到平原里，而且这条界线可能向东去上升愈高。

随着第四纪雪线的上升，冰缘气候带亦相应抬高，特别到冰期以后，山地气候大为改观。

当冰期时，阿尔泰山第三纪遗留下来的阔叶林，大部灭绝，北极区冻原植物和高山植物由北部和西部山地移到这里，随着冰期的告终，许多种属向高山移动，开始产生今日阿尔泰山高山植物区系，这时亦有从蒙古方面迁来的旱生植物混生在一起。随着北方植物而至的是泰加针叶林，占据了整个中山带。森林带以下产生旱生性草原。逐渐发展成为今日植被分布的垂直谱系。

天山在最大冰期时，土生种的云杉和其他古老树种隐蔽在高山冻土带以下的沟谷里。其后随着冰缘带的上升而递升。一直到冰期以后才占领了整个中山带。西部伊犁地区；第三纪遗留古地中海植物，到第四纪冰期，冰川下降到低处。许多树木抵不住干寒气候的侵袭而死亡灭绝。惟有繁殖力很强的野苹果、白草等植物隐蔽在深谷小气候环境较好部分，而得世世代代繁衍至今。

天山南坡和冰期时幽谷里生长云杉、桦木和柳丛，而在平原上可能生长和北疆平原相同的榆树、琵琶柴、琐琐等。到冰期以后树木上升到今日的亚高山带的小阴坡上，而琐琐和琵琶柴只残留在塔里木盆地北缘少数地区。昆仑山北坡在 2000 米以下的平原，可能长期以来是没有大片森林分布的荒漠环境。冰期以后，又在西部 2100 米附近的古冰斗里及较阴湿地方生长少数云杉。

2. 新疆平原在第四纪的堆积作用和水系的变化

新疆北部的准噶尔盆地和南部的塔里木盆地都是巨大的内陆封闭盆地。在整个第四纪时期里，从山地不断运送下来的物质堆积起来，其厚度在 500 米以上，而且在广大的平原上，

表现着荒漠气候的特点。

(1)北疆平原 北疆盆地的四周缓斜平原隆起得相当高，而中心部下陷很低。特别是阿尔泰的山前平原沉积层非常薄。这并不是单纯由于第四纪初期气候变化的原因，山前构造隆起大可以掩盖气候所引起的影响。准噶尔盆地的西北边缘，属于下第四纪的上戈壁系的洪积砾石层广泛分布，而且有局部微拱曲构造。（如和什托洛盖附近）。

天山北麓山前地区，在第四纪初，已有由许多大小河流组成向北缓倾古老平原的存在，当山前凹陷为第四纪沉积充填而部分发生年青褶皱的前山时，隔断了若干侵蚀力不强的小河道。象独山子、安集海、三道河子等背斜层的顶部都覆盖着黄土砾石的冰水沉积层。第四纪后半期，由前山发生的小河所组成的洪积扇，压复在曾被褶皱中断的古河道上部，其下部深切在古平原中的老河道只靠有限的潜流和融雪水来补给，并把这些少量的水排注到北面的沙漠里。发源于高山冰川的大河如玛纳斯河、玛尔果斯河、奎屯河、巴音果勒河等切穿前山带，把大量冰水沉积物堆积在山前地区，而成为巨大的冲积扇平原。整个平原的平面向北倾斜很远。这个平原和北部山麓洪积锥之间，地势最为低洼。第四纪初期，已有很多大湖连续分布在这个洼地里，有时形成巨大的统一水体。当时发源于阿尔泰山的乌伦古河也曾一度流注到这个大湖里。后来乌伦古河改流入乌伦古湖，因而盘据在准噶尔盆地北部的大湖水量减少。其他原因如由于湖、泊沉积加厚，以及主要水道的变迁，都可使其逐渐分裂成为许多较小，较浅的交替湖。

第四纪初期平原气候已经变得相当干燥。平原中部，植物稀少，风已为形成地貌的主导因素。平原起沙，逐步扩展了沙漠的范围。北疆冬季受蒙古高压势力的影响，以东北风最为重要。但北疆盆地的沙丘以南北纵排、列的垄岗沙丘特占优势，只在沙漠南缘偏北的气流受阻于天山；发育为横向类型的沙丘。强气流更折向东，形成南北平行排列的新月型沙链。这种沙丘分布形式可能在晚冰期时，北极大陆冰川向南扩展，由冰面高压吹进来的强烈北风，改造了由蒙古高压东北风向所形成的沙丘方向。冰期过后，北风衰退，北疆气候稍有变化，平原雨量略增，沙丘盛长琐琐和草本植物，逐渐把沙丘固定起来。在沙漠边缘还出现抛物线沙丘，表明其形成时期，已有较多的植被，正是风和植被的斗争结果。

第四纪时期，北疆广大平原上，土生种的琵琶柴和铁线莲等起着灌木荒漠中的重要作

用。沙漠边缘分布白琐琐 (*Haloxylon persicum*)，显示受中亚荒漠的影响，而在盆地四周石质戈壁(洪积—冲积扇的上部)上的黑琐琐 (*Haloxylon aegyptium*)，和麻黄，则又表现蒙古植物区系的侵入。

(2) 南疆平原南疆平原具有致平坦性和向北微倾斜的特征，B M 西尼村认为由于昆仑山强烈掀起，使坚硬的塔里木地台向北倾斜，因而许多河道向北倾泻，而中地形的差别是和地块进行方格状的断裂有关。其实地台在第四纪是相当稳定的，而且古陆块亦非。如其想象那样平整，例如盆内的罗斯塔克、玛扎塔格及巴楚附近的岛山都矗峙在沙漠和冲积平原之上。这些山脉的基部大部分为第四系的冲积层所覆。此外还有被埋盖盼局部构造隆起。平原地貌的平坦性和向北倾斜的特征，主要是由于第四纪河流的堆积作用，而不是由于构造作用。

昆仑山的隆起量最大，因而剥蚀作用亦最强烈，山前堆积的洪积层和冲积—洪积层都极厚。由于山地不断隆起，确使山麓平原倾斜度变大，象尼雅河、克里雅河都有深切达 180 米的峡谷，可资证明。但到塔里木盆地中部平原，都未受到这种构造影响。只由发源昆仑山冰川的大河，每年六月间融雪时，洪水暴涨带下大量物质向北输送，自然形成微倾斜的堆积面，而且一直向北推进很远，从北流平行水系可以看出这种明显的趋向。至于天山南麓的洪积—冲积缓倾平原的规模就没有昆仑山的那么大。可能第四纪天山南坡植被比昆仑山北坡生长较好，另一方面与天山许多山间盆地截留大河一部沉积物有关。而且天山迳流量从西向东递减，所以山口三角洲规模，亦依次向东变小。东部堆积的地势高度因而大大落后于西部堆积的地势高度。诺林 (No. rin, E.) 认为第四纪塔克拉玛干沙漠中央曾有大湖存在，冰期以后，湖向东移至今日罗布泊位置，其间滩地坡降由西向东倾斜很大是由于东部地壳下陷的原因。又认为冰期时，粗大沉积却谭卸在中央湖内；而罗布泊又沉积细沙和亚沙土。这些都是由于没有看到上述天山山前平原的沉积规律而得出这种错误的结论。

南疆平原的平坦性为中地形、微地形的沙丘所破坏。这些沙丘，在第四纪初期已有广泛的发展。在沙漠中心所分布那些综合新月形沙丘都是古老的风成地貌要素，直到今日犹在移动和改变之中。沙丘的移动主要受强大蒙古高压风系的影响。

四、新疆第四纪以来的持续干旱问题

西尼村 B. M. (1949) 认为塔里木盆地新第三纪和更新世表现密集的水文网，应有比较湿润气候的特征，故推断第四纪末期气候开始变干，诺林 E. (1932) 认为朱诺克冰期完结时，南疆平原中央的巨大淡水湖很快为沉积物所充填而变干，湖水东移到罗布泊而开始变成。他们证明南疆沙漠化不过是 1—2 万年内之事。

我们认为新疆平原自第四纪以来气候是持续干旱的，并没有经历过巨大的气候变化，理由是：

1. 荒漠平原区的水系变化频仍，乃是干燥区水文网特征之一。平原迳流的多寡，须视山区补给来源的大小而定。所以荒漠水系的变化，不能视为气候变干的标志。

2. 平原上第四系覆盖层的矿物组成和沉积厚度都有极复杂的变化。皮山、墨玉、于田等地的钻孔记录大部为沙和砾石夹层，甚至离山区远的平原区都是粉沙组成的物质，证明平原沉积属于河流冲积的特点，并不存在第四纪大面积的湖相沉积。

3. 南疆昆仑山麓第四系洪积层夹有多层的石膏盐壳。大河分割三角洲阶地上的冲积层中亦都有石膏和盐壳。阶地愈老，石膏盐壳集聚愈多，阶地愈新，石膏盐分愈少。这些都说明第四纪以来是一贯干旱的，而不能表明第四纪后期特别干旱。

4. 昆仑山北坡被覆盖着由沙漠吹扬起来的风成亚沙土，其上限可达 3 000 余米。这种风积物从第四纪一直到现在进行堆积。而且是随着冻土带的上移而推进的，堆积面上并不显示强烈冲刷的痕迹，很难说明有过多雨期。

5. 在墨玉和皮山之间常见有多角土网系及石膏膨胀圆形小丘群。都是说明第四纪以来山麓洪积平原具有长期气候干燥的特征。

南疆盆地的封闭性比北疆大，水量和热量对比关系的不平衡性也比北疆大得多，荒漠界线从平原到山地上升亦特别高。第四纪初期，山文结构和大气环流形势基本确立以后，新疆气候持续变干，特别南疆从第三纪以来，干燥气候并无特殊变化。格拉西莫夫和穆尔扎耶夫都曾提到过第四纪时期邻近新疆地方，有二个多水期。库兹涅佐夫，H、T，认为准噶尔盆地的湖泊，现正处在多水期。这种多水期的周期性变化是存在的，但亚洲中部湖泊水量的变化，不能认为就是亚洲中部气候日益变干的标志。

关于历史时期中亚气候日益变干的问题，中外学者聚讼纷纭。象亨丁顿，E (1909) 西尼

村；B. M. (1949) 和其他学者都认为塔里木盆地历史时期有气候变干的趋势。他们举出：平原风蚀作用加强，沙漠面积日益扩大，水量平衡减少；湖泊缩小和变干，河道缩短和荒废，荒漠植物萎枯和死亡，人类和动物生存条件日益恶化；许多聚落城市废弃在漠沙里；居民向山麓带移迁，都是荒漠化日益加深的例证。

另一批学者如彭克(A. Penck.) 们，斯文赫定(svan Heden)，贝尔格(。Bepr., L. C.) 反对中亚气候变干，特别根据有史以来的资料来说明世界上很多地区并未表现过重大的气候变化，前述这些变干例证，可能有其他原因。

根据我们近年来新疆考察，认为新疆历史时期的气候是从第四纪继承下来的，除有短期周期性的小变化外、并无任何特殊变干的象迹。考古资料和历史记载证明历史时期是干旱的。过去绿洲人民砍伐了沙丘上的灌木用来作燃料，甚至破坏保护绿洲的树木，引起沙丘的移动，增加了沙地的吹蚀作用，湮没了田园与灌溉渠道。这种情况通过访问老农，都可证实。

古城废墟淹没在沙漠里的原因很多，最重要是荒漠区的河流改道。象汉代的楼兰和龟兹都由于孔雀河与塔里木河的迁徙，不能获得灌溉水源而迫使居民放弃。近数百年来，塔里木河分支上的河岸绿洲因为河道淤塞，河水不继而放弃耕地的例子，比比皆是。河流改道或三角洲移位，潜水下降，使原来生长的树木、灌丛、草木逐渐萎枯、死亡，给人们一种错觉，以为气候日益变干。

另外一种情况，很可能古代人民曾选定山前缓倾斜平原下部或大河沿岸细土平原，开辟绿洲经营农业，由于灌溉不合理，地下水不断抬升，产生土壤盐渍化，以致不能耕种，势必放弃这种土地而移向上游排水良好的扇形地居住。据说英吉赫萨(Jangi—Hissae)和策勒(Kisil)绿洲在百余年前，向北扩展耕地面积约三倍于今日。由现时所见枯死的植物，倾塌房屋，埋于沙中的古墓都可指出被废弃绿洲的范围非常广大，后代居民曾试图在那里种植燕麦，但其后数年，耕地起盐碱，恢复利用古绿洲的念头才告断绝。山麓扇形地绿洲耕地面积的扩大，灌溉用水增多，亦是使河水减少，下游河道缩短，胡杨林枯死，风沙侵占了旧日废弃的聚落。

德泰拉 De Terra, H. ‘(1930)解释河道缩短原因是因出山口处的坡面被侵蚀逐渐后退，

河流潜水面在扇形地前缘下移，扇面和潜水面之间的投射角变大，因使下游河道缩短，胡杨枯死，前端聚落亦随之废弃。其实河流侵蚀点后移过程决非短时历史时期所能完成，而况新疆山地犹在不断隆起与扩展，很难自圆其说。斯坦因 Stein, A. (1925) 和诺林 Norin, E. (1932) 萧姆贝尔格等认为高山第四纪冰川遗留下来的化石死冰逐渐融解，使补给河水量减少，因而河流缩短，但众所周知，雪山融冰化雪愈多，河水增多，应当河道变长而非缩短。由此看来，现在所有证据还不能证明新疆在更新世是比较湿润的而在全新世以来日益变干的结论。

摘要

本文探讨新疆最近地质时期的古地理，特别注意到气候带的移位和巨大气候变化及其总的发展趋势。这些变化主要是从强烈的构造运动和冰川作用来考虑的。至于由其他因素所引起较小周期性的气候变化这里暂不予讨论。

新疆在白垩纪、老第三纪时期构造作用微弱，隆起的山地逐渐被夷平，西部有暖流进出古地中海，极地没有冰盖，因此大气环流形势近似今日西欧和北非之间的环流系统。喜马拉雅运动开始以后，古地中海消失而为新期褶皱山脉所代替，欧亚大陆联成一片，逐渐建立起东亚新的季风环流系统。新疆冬季受到蒙古—西伯利亚高压的影响，许多地方转向干寒气候方向发展。

上新世时，新疆及其邻近的占地槽区复活，隆起成为高大的山体，而地台区形成南、北疆两大封闭的盆地，因而海洋湿气被阻，使这里的气候变得更为干燥。这种气候的巨大变化，引起新疆各地气候带重新分异。

新疆第四纪时受到北极大陆冰盖及蒙古高压的影响使这里变得非常干寒。山地受降温影响发生冰川。新疆高山冰川的规模初期最大，依次减小。这和世界其他地区后期冰川规模较大(里斯冰期)的情况不同。可能更新世初期山地最占优势的均夷面抬升到最多的降雪带内，便会发生首次最大规模的冰川，后来主要的均夷面上升超过了降雪最多带，愈向上水气愈减少，冰川作用依次变弱。

新疆盆地在第四纪时从山地不断运送下来的物质堆积成广大平原，其上表现为荒漠气候的特征。南北疆平原都有向北缓倾的特点。某些学者认为南疆平原的缓倾是基底地台向北倾

动的结果。实际上,高大的昆仑山地强盛的剥蚀作用和河流继续不断的堆积作用都可产生这种结果而不需要地台掀起来解释。

某些学者认为塔里木盆地新第三纪和更新世表现密集的水文网,推断其时气候是湿润的,南疆沙漠化是从更新世以后开始,不过在1—2万年内之事。

本文作者认为新疆的干旱是继承性和持续性的干旱,最近发现很多证据都说明南疆第四纪以来没有很大的气候变化,即使历史时期亦没有特殊变干的象迹。

参考文献

- [1] Irvings, E., Palaeomagnetic and Palaeo-climatic aspects of polar wandering, *Geophysica pura e applicata*, **33**, 23—41 (1956)
- [2] Runcorn, S. K., Palaeomagnetic comparisons between Europe and north America, *Proc. Geol. Asso. Canada*, **8**, 77—85 (1956)
- [3] Budel, J., Die raumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, *Naturwiss*, **36** (1949)
- [4] Zeuner, F. E., *Dating the past*, London (1950)
- [5] 苏斯洛夫, C. П., (谢向荣译), 阿尔泰自然地理 (1957)
- [6] Norin, E., *Geology of western Quruq-Tagh. Eastern Tienshan*, Stockholm (1937)
- [7] Cheney, R. W., The Kucha Flora in Central Asia during the Late Tertiary, *Bull. Geol. Soc. China* (1939)
- [8] 徐仁, 吐鲁番、酒泉和柴达木盆地第三纪沉积中的孢粉组合和其地质时代, 中国古生物学会讯第9期 (1956),
- [9] 格拉西莫夫, И. П., (方域译), 最新构造运动和其在天山北部现代地形发展中的作用, 亚洲地貌学与古地理问题, 科学出版社 (1953)
- [10] 黄汲清, 中国新构造运动的几个类型, 中国科学院第一次新构造座谈会发言记录, 科学出版社 (1957)
- [11] 严钦尚、高训诚, 新疆额尔齐斯河与乌伦古河流域地貌发育, 地理学报, 28卷4期 (1962)
- [12] Norin, E., Quaternary climatic changes with the Tarim Basin, *Geogr Review*, **22**, No. 4 (1932)
- [13] Синицын, В. М., К четвертичной истории таримской Впадины Природы (1949)
- [14] Huntington, E., *The pulse of Asia*, Boston and New York (1907)
- [15] Синицын, В. М., Геотектонический фактор в изменении климата центральной Азии Вюля МОИП отд геол **24**(5) (1949)
- [16] Penk, A., *Zentral Asien Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde* (1931)
- [17] 贝尔格, C., 论草原与荒漠的干旱问题。地理译报, 第1期 (1956)

- [18] Trinkler, E., Tarim Becken und Taklamakan Wüste, *Ges. z. Erdk. z. Ber. Nr. 9/6* (1930)
- [19] Terra, H. de, Zum Problem der Austrocknung des westlichen Innerasien, *Ges. f. Erdk. Z. Ber. Nr 5/6*(1930)
- [20] Stein, A., Innermost Asia, *Geogr. Jour.*, **65**(1925)
- [21] Schomberg, C. F., Alleged changes in the climate of southern Turkestan, *Geogr. Jour.*, **75** (1930)

SOME PALEO GEOGRAPHICAL PROBLEMS OF SINKIANG IN THE LATE EARTH HISTORY

Chow Din-Zu
(*Department of Geography*)

Abstract

In the present paper dealing with the paleogeography of Sinkiang in the late geological time, more attention has been paid to the shifting of the climatic zones and notable climatic changes as well as to its general tendency of development. Such changes were considered mainly due to the intensive tectonic movements and influences of the Quarternary glaciation.

It was suggested that during Cretaceous and Tertiary the tectonic movement was fairly weak, and the raised mountains were levelled off by peneplanation. On the western side of the country was the site of the great Tethys Sea where warm currents drifted. Through these, the planetary system of air circulation of Sinkiang at that time was quite similar to that of the Area between to-day's west Europe and North Africa; the climatical zonation was also alike.

When the Himalayan movement started, the Tethys Sea was gradually replaced by folding mountains. Asia coalesced with Europe as the largest continent, Eurasia, in contrast to the vast water surface of the Pacific. Ever since the monsoon system had been established in East Asia, and most parts of Sinkiang received the winter cold air mass from Mongolia and Siberia.

In the Pliocene, a vigorous uplift took place in areas of ancient geocline, thus forming high mountain ranges which divided to surround the oldest platforms as the great basin plains of north and south Sinkiang. These inclosed basins were almost entirely cut off from moisture and moderating influences of the sea. These striking changes caused the re-establishment of the climatic zones entirely different from those of the earlier geological history.

In the Quarternary, most parts of Sinkiang were additionally effected by the arctic air masses originating from polar continental ice; the high mountains of Si-

论罗布泊的迁移问题.

一、关于罗布泊迁移的争论

罗布泊即罗布诺尔，古时称渤泽或称蒲昌海。位于新疆塔里木盆地的东部。长期以来，中外学者对于该湖位置的变化，发生争议。本文作者根据1959年新疆综合考察队东疆分队考察资料和ERTS百万分之一卫星照片的分析，认为罗布泊在历史时期从来没有迁移到别处去过，只在湖盆内部受到最新构造运动和水文变化的影响，表现出各个时期沉积、水轮廓的变动，并非“游移湖”。

罗布泊变迁问题有下列几种主要的争论：

(1) 1870—1871年，俄国人普尔热瓦斯基(H. M. Pryhevolsky)发现罗布泊位于罗布荒原南部的喀喇苦顺地区(包括台特马湖)，和大清实测图比较，有纬度一度之差，认为清廷的地图是错误的。德国人李希霍芬(F. Richcofen)不相信普氏的发现，他认为并不是同一个湖泊，应另有一条河流进入到普氏所见湖泊的北部，积水成湖。后来考斯劳夫(P. K., Kosgov)斯坦因(A. Stein)都支持了普氏的说法。

(2) 1900年，斯文赫定沿着孔雀河干河床(即沙河，维吾尔语孔姆达里亚)进行水准测量，他们测得罗布泊北部的楼兰废墟附近有一片洼地；要比当时南部喀喇苦顺的地势为低，推论罗布泊他日必由喀喇苦顺改道北迁。这些北部低地将回返沦为湖区。

(3) 汉丁敦(E. Huntington)主张罗布泊原是内陆大海。渐渐变干涸，残留变成一个小湖。后来水量增加，又变为大海，经过第二次变干，只保存南部的湖泊。

(4) 1930—1931年，赫纳尔和陈宗器先生到罗布泊地区进行考察和测图。查明罗布泊是一个游荡湖，它的位置是随着注入的河水分配而迁移。罗布泊有时进入到喀喇苦顺，有时回归到原地。创立荒漠区“交替湖”的理论。

(5) 1954年，B. C. 西尼村根据自己调查的资料，认为罗布泊的偶然迁移是由于塔里木盆地的各部分构造运动表现不均衡，基底发生块状变动的结果，提出了另一种新的看法。

(6) 1960年，S. M. 穆尔扎耶夫提出不同意西尼村的看法，认为数十年或数百年短期

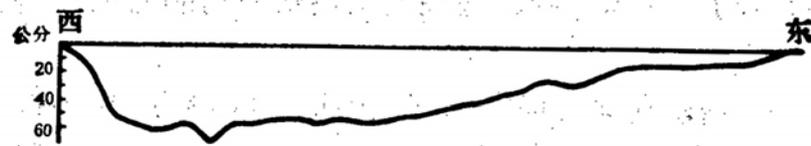
内湖泊的迁移,不可能是由于新构造活动的原因,他主张罗布泊的迁移是与河流的变动有关。在干旱地区,河床过程变动强烈.,河道流向一改变,常使人注的湖泊变动其位置。并把南疆的罗布泊和北疆玛纳斯河下游的阿兰诺尔,阿拉善地区额济纳河下游的嘎顺——索果诺尔以及中亚都兰平原上的成海同列为一个类型。

(7)1959年中国科学院新疆综合考察队地貌组曾进入罗布泊区进行地貌调查和航片分析,得出结论:罗布泊并不是一个游荡湖或交替湖。罗布泊盆地和喀喇苦顺盆地都是在大拗陷区内局部陷落的小构造单位。前者断块陷落要比后者更低一些,形成盐荒漠中的较大湖泊。从地貌分析,罗布泊至少在有史时期,从来也没有倒流到喀喇苦顺盆地中去过。罗布泊的湖水受外围层层自然湖堤的包裹,并受内部地堑活动的控制;其水体不可能在平原上任意游荡或和喀喇苦顺的湖泊互相交替。只有湖盆内部积水的面积时有扩大和缩小;这当然是和河道水沙的补给及地堑的活动性有密切的关系。当然也和河道的水文变化发生一定的联系,是无可置疑的事实。

二、罗布泊湖盆的成因

塔里木盆地的东部是一个拗陷地区,位于北面的库鲁塔克和南面的阿尔金塔克两山脉之间。在这些山麓带上,可见到新第三系地层受到构造错动,而其垂直断层向距并不很大。广大平原面上,堆积着新第三系以来的湖相沉积,其中含化石很少。这种沉积常被风蚀成为方山或小方山地形。剖面的上部出露由灰黄色和灰色细砂组成的第四系砂层,间有软泥夹层,其中杂有芦苇茎叶。表面积有盐壳。下部为新第三系的红褐色砂岩。在这洼地里,过去可能散布着许多大大小小的湖泊即沼泽。当径流较为丰富的时期,可以积水联合成为较大的湖泊,而在干旱时期,又重新分散或消失,留下盐壳。如在东部的北山和砂山之间有古疏勒河三角洲的存在可岸还河存中更新世的阶地(赫纳尔 1935)明当间冰期,祁连山冰水可由疏勒河一直带到洼地的古湖泊里。其后,气候逐渐变得很干,河床干涸,厚积盐壳和风砂。‘渗露的地表水味带苦涩。维吾尔语称。该河为阿恰克达里亚就是“苦河’的意思。当第四纪湿润阶段。四周河水集中在洼地里,湖泊面积扩大。斯坦因认为古罗布泊曾淹覆了整个积神地区。他过分夸大了古湖的范围。汉丁敦把罗布荒原视为大海,更缺少证据。关于现时的罗布泊所占洼地的。面积很大,从其沉积厚度和外侧包围自然湖堤来看,它的历史并不太久,

可能是晚更新世或全新世初期较新发展起来的构造凹陷,受最新构造运动的断块差别性和活动性影响,使其成为塔里木盆地最低的集水和积盐中心。该湖位于极端干燥的荒漠之中,蒸发强烈,河水和疾风带来的物质,容易壅塞湖底,但由于罗布泊南侧史前产生地堑陷落,而且在历史时期继续下降和西部新地堑的扩张,使湖泊滞水的体积加蓄,不致全部淤塞



罗布泊水深实测剖面图(1959.9.24)

罗布泊的湖水冬季枯浅;夏季水涨时,许多地方的深度还不到一米。因为湖泊水层过薄,不可能产生“跳跃层”的环流型式。当强劲的东北盛行风出现时,吹蚀北部雅丹区沙尘落入湖中,它和西南部三角洲尖端上‘吐出的泥砂、盐分和石膏,搅在一起作反时针方向的环流。这种沿岸环流受风暴的影响最大,计每隔十日至少有一次风暴,每次以二三日为度,其来去似有节奏。当风势和缓时,环流卸下夹带的物质,历久形成自然环湖堤。西南侧来自喀喇苦顺的河道,要通过罗布泊南部的地堑进入湖盆。当地堑处于相对稳定阶段,三角洲沉积加速填充地堑下沉的幅度;使与湖水面达到堆积平衡(当然湖水面升高,也可产生相同的效果)。同时三角洲末端输出的物质,顺着环流,紧靠前一湖堤的内侧,造成新的自然湖堤。当湖水位高出到以前水准时,便发生叠置在以前环堤之上的新湖堤。但遇南侧地堑继续下降时,则三角洲下沉,另外产生新的叠置三角洲。等到沉积相对平衡阶段,新生三角洲末端,另外吐出一股新的物质,形成新的环形自然堤,紧靠于前堤的内侧。这种环湖堤的排列,层次井然。最高的湖堤由平均湖水面计算,可达20米。一般湖堤均由盐,石膏及泥质组成,呈灰白色,作鱼鳞状结构。环形堤蜿蜒似龙形。古代称罗布泊东部荒漠为“白龙堆”,恐系指这种堆积的形态而言。从卫星照片上分析,可以看到罗布泊南侧地堑中,有外露的三角洲和环形堤以及沉没在地堑下部的环堤束,表明最新构造运动的相对稳定期和活动期交错出现,但地堑以沉陷为主,罗布泊东部则属于断块掀起部分,环形湖堤整齐出露,按着顺序排

列，历历可数。因此，通过湖岸环形堤的分布与湖堤中的断块错动的研究，并找出历史事件的标志，可以大致推论出历史时期罗布泊的发育过程。

三、罗布泊内部变化的历史过程

历史时期古地理年表的厘订工作，很多依赖于气候轮回变化的研究。竺可桢先生论证了中国五千年来气候变迁作出了巨大贡献。旧他主要采用中国古书关于物候学记载的分析，并联系到史书上太阳黑子、日斑和极光发现的多少对各历史时代地球气候变化的影响。这种世界性的气候轮回变化，对荒漠高山冰川区的积雪和消融是极为敏感的。罗布泊水体的扩张和缩小，除构造原因外，是和高山补给的水源息息相关的。所以某一时期高山区气温的改变，必然会引起罗布泊水文条件的变化。兹按历史时期分别说明如下：

(1) 先秦到西汉时期

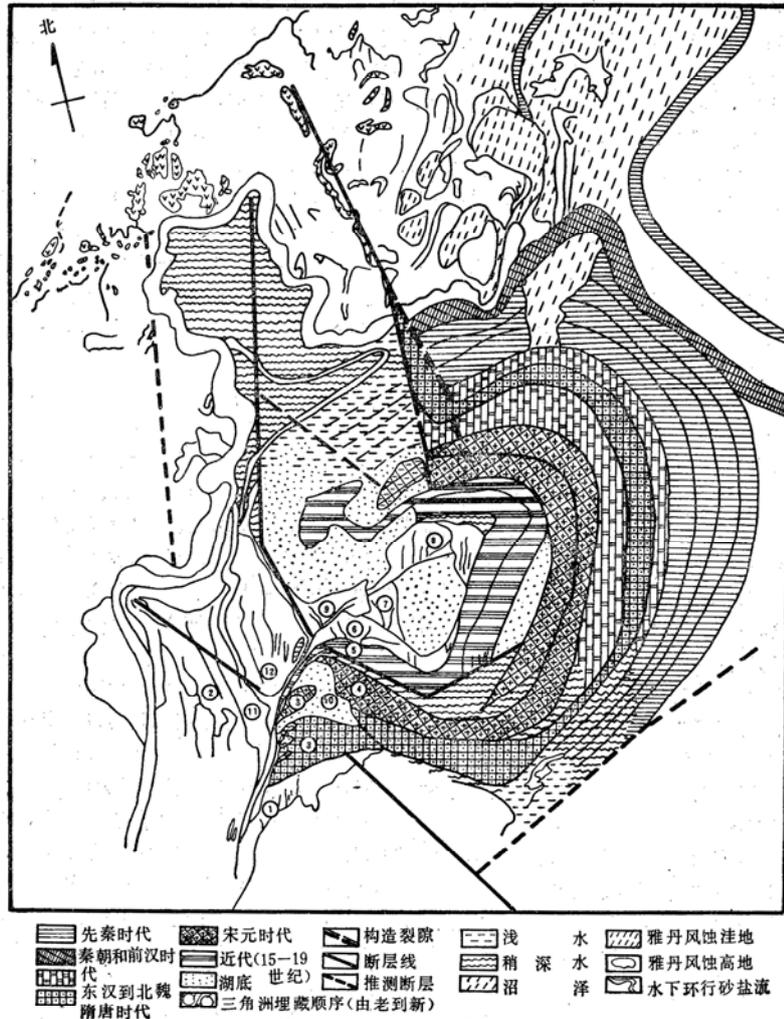
我国古代蒲昌海(即罗布泊)的位置，根据《水经注》的记载：“水积鄯善之东北，龙城之西南”。可见当时古海偏于罗布洼地的北部。该书描述古代龙城的情景，可以看出最初罗布泊变动的历史。

水经注曰：“龙城故姜赖之虚(羌族管辖平原区)，胡(印欧族，可能即大月氏)之大国也。蒲昌海溢，覆其国。城基尚存而至大：晨发西门，暮达东门，浚其崖岸。余溜风吹，稍成龙形，面向海，因名龙城，地广千里，皆为盐刚坚也。”又说盐湖上空，“犹如雾起云浮，少见天日。可见湖面蒸发甚强。当时的龙城的遗址可能处在罗布泊东北雅丹塔格边上巨大风蚀洼地里。洼地作长条形，和东北盛行风的方向是一致的。。一直延伸到湖岸。前秦某一时期，由于巨大风暴迫使环湖沿岸流溢入到洼地之间，形成东北部的大海湾，龙城被冲淹，荡然无存。

(2) 秦汉时期，气候温和，高山冰川融解增强，塔里木河北支——沙河和南边的古车尔成河(即南河)，均注入到罗布泊，沿湖环流带来大量沉积物，封锁了上述海湾而形成了巨大的泻湖。继而泻湖蒸发变干，形成了盐壳洼地。罗布泊面积从环堤分布的轮廓来看，具有触角状的浑圆形态，湖水充满全湖的东部。据汉书记载：“蒲昌海…广袤三百里，”可见当时水

体面积是很大的。

(3) 东汉到北魏，即当公元之初，我国天气有趋于寒冷的趋势，特别在第三世纪的后半期(公元 280—289 年)十年间达到顶点。高山冰川消融量减少。整个塔里木水系缩短，渭干河和孔雀河诸支流的径流在沙雅凹陷中拖延滞停。只有喀喇苦顺有较多水量补给罗



罗布泊变迁图

布泊。所以湖面大为缩小。塔里木河下游的沙河或孔雀河在罗布泊北部的三角洲已为新月型砂丘所侵占。楼兰的衰落，只能用河道变干来解释。在那时代罗布泊北部的雅丹塔格区已发育了北北西-南南东走向的构造裂隙，其南端均切穿在环湖堤束之中，形成大约 15° 的夹角。新生的湖堤阻塞了东北角上残余的海湾。继而北部地盘上升。这个小型泻湖之水，经侵蚀宣泄变干，同时湖泊南部的地堑下陷，淹没了很多环湖堤束。湖底的构造

布泊。所以湖面大为缩小。塔里木河下游的沙河或孔雀河在罗布泊北部的三角洲已为新月型砂丘所侵占。楼兰的衰落，只能用河道变干来解释。在那时代罗布泊北部的雅丹塔格区已发

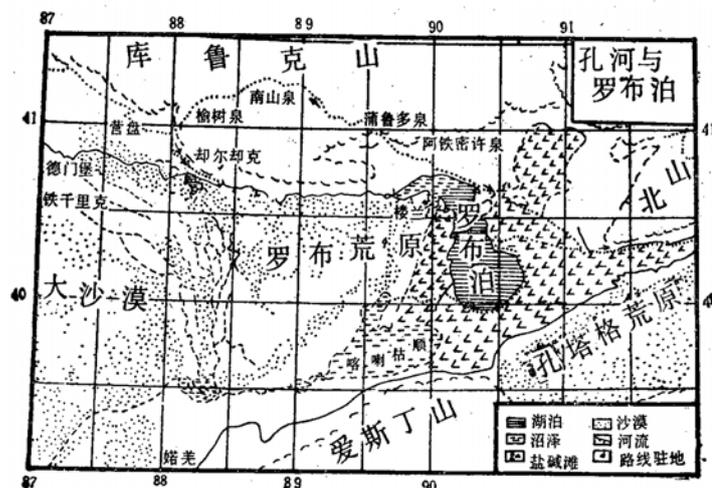
育了北北西—南南东走向的构造裂隙，其南端均切穿在环湖堤束之中，形成大约 15° 的夹角。新生的湖堤阻塞了东北角上残余的海湾。继而北部地盘上升。这个小型泻湖之水，经侵蚀宣泄变干，同时湖泊南部的地堑下陷，淹没了很多环湖堤束。湖底的构造运动显得很不平衡。湖泊来水依靠西南角上的注宾河。（车尔成河下游段）自汉代坝废以后，沿岸水质和土壤均趋恶化，水量大部流失在喀喇苦顺洼地的沼泽里，并分散在小湖群中。这个时期的罗布泊的积水轮廓，浑圆犹如车轮。

(4) 隋唐时代，我国气候在 7 世纪的中期变得和暖一些但还比不上秦代前汉。在荒漠地区也应有相应的变化，高山融冰化雪，水量增多，进入到罗布泊之水，当较前期丰富。根据我国古书资料，在 7 世纪时，罗布泊位于孔雀河（沙河）口附近的北部，但当时孔雀河东段（沙河）已干，无水补给罗布泊。从卫星照片分析，似和构造活动相关。由于上述构造裂隙发展为错动断层，同时在湖盆西侧的纵向断层之间形成宽大的地堑，以湖底断块的错动带为界，向北倾斜，因而构成北部的深水部分... 当时的新湖堤是向东环围的，覆盖在东侧构造裂隙线之上，并沿其西侧的断层线向北伸展，从环湖形态来看，颇似折腰的葫芦。

(5) 宋元时代我国古籍记载，在 11、12、13 世纪，天气均转寒冷，尤以 12 世纪初加剧。12 世纪刚结束，气温似又开始转暖，这种温暖气候好像继续到 13 世纪后叶。寒冷气候也影响到西部高山带。竺可桢先生引“长春真人西游记”所载，邱处机于秋季过天山赛里木湖时，看见雪峰倒影湖中，而竺本人于 1958 年秋，经赛里木湖时，环湖山顶并无积雪，推算当时积雪线（气候界线）比现在较低 200—300 米。因此推测元初塔里木河水系的流量必然比现在还少。罗布泊的积水面积亦必然缩小。当时湖盆南部的地堑也不甚稳定。至少有两个时期，吞并 T—三角洲与湖环束。其间出现一个暂短环流稳定期的插曲。由西南喀喇苦顺洼地流出来的河道，吐出大量物质组成一个较大的三角洲。其时北部库鲁克塔格流下来的河流和山风带下许多物质填满了北部湖湾。整个湖盆由南北狭长发展为南部浑圆和北部细长的瓶状轮廓。

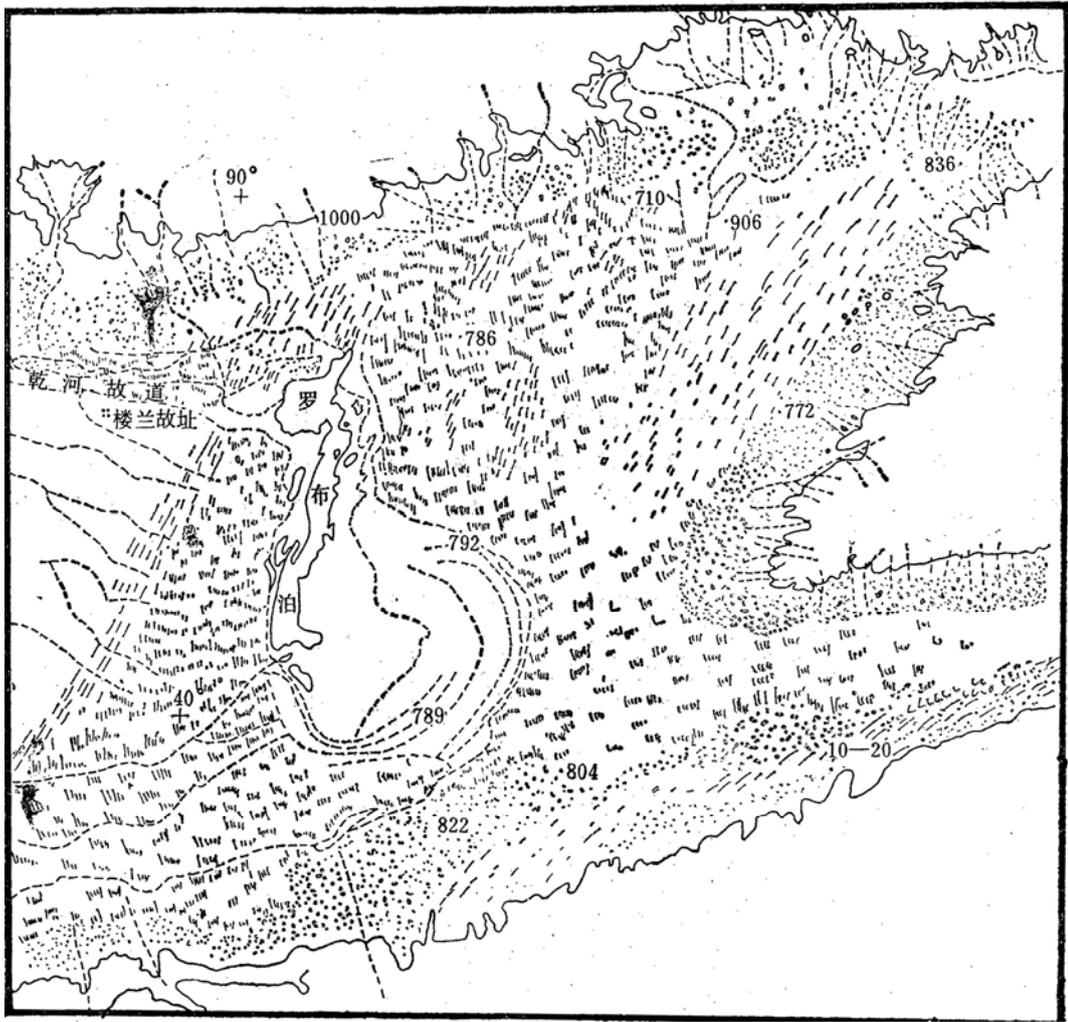
(6) 近代，从 15 世纪到 19 世纪，我国冬季还是相对寒冷。在这 500 年间最温暖时期（1400—1900 年）气候也没有达到汉唐期间的温暖程度。最寒冷期间是在 17 世纪，特别以公元 1650—1700 年为最冷幻。18 世纪初期，天山和昆仑山都有小冰期出现。施雅母同志认

为天山冰川最外围一道冰积；形成于 17 世‘纪，则 11—16 世纪世界性气候变冷应是现代冰川孕育的前进期。在小冰期阶段里，夏季融雪较少，水源枯竭，罗布泊面积缩



小到极小部分。19 世纪以后，天气转暖，冰川退缩，塔里木河带下大量泥砂，汇集在台特马湖，再由喀喇苦顺流进罗布泊，塑造成最新的三角洲，并由三角洲末端冲出一束环湖堤。但不与其外侧的环堤相邻接，特别显示出一个耳状的环境。而在最干时期，湖盆水面形如一颗鸡心。1876—1877 年俄人普氏来此考察，发现湖水滞留于台特马湖，而且是一片淡水。他以为在南部看到了罗布泊。其实这仅是塔里木河的余沥留滞于七克利克地堑中，形成艾雷尔干湖群，而这时期真正的罗布泊，因为从喀喇苦顺进水很少，日益缩小，变干。这为以后若干考察队所证明。如遇大旱之年，河水只停留在艾雷尔干湖群中，连台特马湖也干涸无水了。

1900 年斯文赫定到孔雀河(沙河)下游考察，沿着 200 里的干河床到阿铁许布洛克(六十个泉子)之南，已进入到干海，证明罗布泊北端是无水的。赫定于 1921 年重返此处，发现孔雀河(沙河)干河道上行水，罗布泊北部已见湖水，说明湖水北迁，其实是人为筑坝抬高了孔雀河的水位，流进到干涸已久的沙河。1930—1931 年陈宗器和赫纳尔到此处测



图，看见其湖以及入湖口上的河洲，便证明罗布泊的迁移也是无根据的。当时北部的罗布泊大约有二千平方公里的积水面积，并且明显作子午线方向延伸，纵长 170 里，北部宽达 40 里，南部膨胀处有 90 里，略作葫芦形。北部河口与其河洲有数小岛。其时罗布泊的西岸位于东经 900 以东约 20 公里处，而东岸达东经 $90^{\circ} 45'$ ，在东岸以湖湾为终结。1941—1942 年，苏联测绘人员在罗布泊洼地进行地形测量，发现罗布泊的湖岸线在陈宗器等考察之后，又有相当大的变化。湖的面积增加到 3 000 平方公里。湖的形状近似椭圆形；纵长方向向北东 25 度延伸。西岸已经向西越过东经 $90^{\circ} 00'$ ，在东南部的湖湾部分已变为盐沼地。1950 年有人看到了罗布泊，只有一些积水洼地，大部分没有水。60 年代出版的甘肃省五十万分之一地图，附有罗布诺尔地区的地图，该湖的面积和 1973 年卫星照片资料对比起来，也有很多不同之处，所以罗布泊亦和塔里木河一样是变化无常的水体。

由上述情况来看，罗布泊只在湖盆内移动，湖水从未越出湖盆范围之外。它的水面的扩

大和缩小是和古水文条件的变化有关的。特别是塔里木河和孔雀河水系在铁千里克区的改组和重新分配相联系。湖盆内部最新断块构造运动亦是湖泊变化的主要原因。最初湖盆北部断块上升，南部倾落，湖水向南移，接着东部地壳隆起，湖水渐向西侧移动，目前的罗布泊水体是向西迁移的。研究干燥地区的河系、湖泊变化和伸缩，并阐明现象的生成和发展的规律性，具有很重要的国民经济意义。只有了解其原因和规律性之后，才能预报这一现象的变化趋势，采用必要的水工处理方法。

近三十年来中国第四纪古地理研究的进展*

古地理学是一门重建过去地理环境的科学，持自然地理学综合观点的古地理学者，把自然界作为一个有规律的完整统一体系来看待，他们强调自然界各要素是相互依赖着的，因此，在研究地理圈的形成和发展历史时，也同样应用这种综合观点来考虑问题。

从第三纪、第四纪以来自然界遗留下来许多和现代极有关系的痕迹，例如，显示古气候、古水文特征的沉积岩相，经长期历史发育而成的古风化壳和古土壤，以及埋藏在沉积层中足以代表当时生境和生态演变的动植物化石，都是提供我们研究古地理的宝贵资料。研究地表历史发展过程及其遗留的痕迹，只能通过观察和对比类似的现代过程才能获得比较满意的解答；而研究现代过程，只有在了解历史过程的基础上，才能得到较全面的认识。研究过去是为了了解现在，也是为了更好地预测将来。

研究古地理必须从大量实际资料中来进行综合和制图工作。采取任何片面的方法，不考虑到古代各种自然因素和各种自然现象之间的关联性以及地带分布规律性都不会使古地理许多重要问题获得应有的解决。

现今古地理学由于吸收了地球化学和生物地球化学、地球物理学、太阳物理学、天文学和生态学中许多新事实和新见解而日益丰富起来。

在漫长的地球历史发展过程中，最后的第四纪时期极为短暂，不过1—2百万年，但自然界已演变得相当复杂，尤其以冰期的降临和人类的出现两大事件为时代的主要特征。世界上许多学者为恢复第四纪古地理面貌，作出了贡献。最近几十年来，世界各国应用综合研究方法，论证第四纪的地理环境变化，特别是冰期古气候的定性和定量研究，开展了许多新的研究方向，主要有：

(1) 微化石的研究：根据孢子花粉来分析古植物的生态，用以解释地文发展的历史，最早起始于欧洲，后来苏联和美国都广泛应用这个方法或者和其它方法配合起来鉴别古气候。

(2) 应用同位素确定年龄及海温的研究：放射性碳已广泛用来确定第四纪地层的绝对年龄。应用氧同位素分析洋底抱球虫软泥，可以显示出第四纪海面温度的变化，意大利南部的晚第

三纪—第四纪古气候研究及其分界就是利用氧同位素的分析获得成果的。

(3) 古地磁的研究：根据古地磁的测定，来推断地球自转轴和各地所处纬度位置的变化，并由此可推断出不同地质时代的年表。

(4) 风化壳和古土壤的研究：苏联以及其他欧美国家研究第三纪和第四纪的风化产物和成土产物，用来说明古气候和自然地带的变化。

一般风化壳类型是由风化壳年龄来决定的，同时气候和地貌都是决定风化壳发育的因素，研究风化壳可以推断古气候的分带性，亦可作为追溯过去地貌形成条件和地壳运动方向的钥匙。另一方面从地层中找到残存古土壤发育的痕迹，对恢复古地理环境也有很大的意义。

(5) 天文学的研究：根据长期历史记录分析出各以 11、22、40、80、89、567 年为周期的太阳活动周期变化，以及通过计算各纬度的有效辐射来说明第四纪的气候变化(M·米兰科维奇)。

(6) 关于深海的勘探和南极冰盖的研究：最近十年中有了显著的开展，成绩极为突出。此外，如板块学说的出现改变了旧的概念，成为对古环境变化某些方面的解释基础等等。

解放前，中国地质学家对于第四纪古地理研究已做了不少工作。尤其是对第三纪、第四纪地文期以及人类化石、动物化石展开了比较广泛的调查和研究。若干著名的地质学家，对与古地理有关的新构造运动问题，作了概括性的结论。对我国东部第四纪冰川问题提出了自己的见解。第四纪地质测量和制图工作也已初步取得了一定成果。

解放以来，大规模社会主义经济建设大大地促进了有关古地理问题的研究。中国科学院、地质部等机构，各大学地质系和地理系以及许多生产单位，都开展了第四纪地貌的研究和编制地图工作。近年来特别对人类化石的发掘，微体生物的研究，第四纪冰川作用以及与黄土区、喀斯特区和干燥区有关的古地理问题，取得了很好的研究成果。亦有部分学者对旧石器时代的沉积物、冰碛物，以及基于化石分析和构造运动，作出中国第四纪时期气候变化的一般结论。但是中国古地理研究，在理论工作方面还做得不够，未能有计划地把第四纪地层和地貌新构造运动及地带性和非地带性规律结合起来考虑。因而使很多重大问题，象中国古人类的自然环境、东部第四纪的冰川作用，都还没有获得圆满的解决。

现在对九个方面的研究工作简述如下：

一. 关于第四纪区域划分问题

早年刘东生等全面分析了我国第四纪沉积成因类型，结合气候、地貌，新构造运动、发育历史和多雨期、‘寡雨期的特点’，划分为七个时期；制作出七幅第四纪岩性分布图，并根据沉积物分布规律性将全国区分为南北两大区，北方分两个亚区；南方分三个亚区。1957年袁复礼根据岩性、岩相沉积成因类型的理论，把全国分为七个区；并作出第四纪地层的顺序对比。以上两个区划各有特点，对研究第四纪岩相分区极有帮助。

从发生观点来看，我国第四纪区域分异规律性的研究，应从晚第三纪季风环流形势建立以后开始，早第三纪行星风环流系统的改变，西藏高原的强烈隆起和第四纪北极寒冻气候扩张，加强了季风环流的特性，造成我国生物类型在大的特征方面的差别。依此可划分为：东部季风盛行区、内陆干燥区和青藏高寒区。东部季风区地形起伏不大，有明显纬度地带性的变化也’。第四纪寒冷期和温暖期的交替，在北方反映比较敏捷，而在南方则不如北方强烈。在寒冷期，东北还增加了苔原带，以南各地带依次向低纬方向迁移。间冰期恢复和今天相似的地带配置，但可能气温要比较温暖一些。

内陆干燥区由于新构造运动使边缘山地不断隆起，阻挡海洋影响，使低地和盆地草原化和荒漠化愈起强烈。

青藏高原崛起特别激烈，空气变薄，温度降低，风力强盛，周边高山发育冰川，造成寒冻荒漠景观。

以上仅是区划理论上的探讨，进一步要求阐明各区、各带古环境演变的规律，编制出各时代的古地理图。由于目前尚未制定出全国第四纪统一的地层表和确切的层位对比关系，要求编制出第四纪各时代的详细古地理图和说明古环境的演变，有待进一步的努力。

青藏高原隆起过程和影响。解放以来，我国大规模地组织了青藏高原的科学考察。1964年登山队攀登希夏邦马峰的同时，对喜马拉雅山中段第四纪冰期划分，提出系统的论述。1966—1968年中国科学院西藏科学考察队第四纪地质地貌组，曾分批连续三次进行了详细考察研究，注意到冰川分布类型和性质，古雪线高程及其受新构造上升运动所引起的变位，以及与邻区冰期对比问题和山体隆起对冰川发育的影响。1978年综考会根据地质古生物、地貌冰川两次考察的成果，探讨了青藏高原在晚新生代强烈隆起的时代、幅度和形式。1964

年我国科学工作者在希夏邦马峰北坡上新统地层中发现高山栎等植物化石，据此推算，上新世以来该峰已上升了 3000 米的高度。1966 年~1968 年在珠穆朗玛峰第四纪地层中采集了植物化石和孢粉化石，探讨了四次冰期和三次间冰期的交替，并结合各冰期古雪线的遗迹，考虑了气候变化对植被和雪线的影响以及各时代山体上升幅度。高山隆起有阶段性并有后期加快现象，高山隆起屏障了南亚季风环流深入高原内部，使高山冰川面积缩小；湖泊变浅变咸；原有岩溶的峰林地貌遭受寒冻和风力的破坏；藏北的永久冻土的面积扩大。高原面上的植物大部属贴生在地面的疏生垫伏植物，植被组成和生态特性上都具有自己独特的性质。

高原动物群仍属于古北区，动物身披厚毛，啮食贫瘠草类，使颞骨发达，形成适于寒冻高原的特殊群落。

葛利普(A. W. Grabau)尝称西藏是人类发源地(Tibet: the Origin of man)。最近西藏考察队在霍霍西里、黑河及其它地方发现过类似旧石器遗物，形制与黄河流域相同。邻近高原地区如喜马拉雅山南麓丘陵地 II 叭，拉达克及喀什米尔河谷地都发现过史前遗留的石器和人类骨骼及动物化石碎片可见，高原隆起使环境逐渐变化，但突变到和今天相似的生境，似乎尚在第四纪后期才开始的。

三、东部季风区第四纪时期的古气候

现今古地理的研究，特别注意气候变化问题，野外所能获得的资料大部可由古气候方面来作结论。我国第四纪时期位于大陆冰川外围的东亚季风区域，暖湿期相当于世界性的间冰期。温度增高，雨量较多，地表径流相当活跃，风化作用加强。气候由多雨期转到少雨期是通过湿热转干热，再转到干冷；在少雨期转到下一轮回的多雨期，经常出现从干冷转到湿冷，再转变为温湿的系列。第四纪时期的温暖期气候带属于地带性的配列，与今日相似；而寒冷期气候带则属于地带性的扩张，气候纬度可向南移达 4° 之多。

四、西北干旱区的古地理的研究

解放前，俄、英、德、法、美都派遣考察队多次对我国西北地区进行过调查。解放后中国科学院综合考察委员会组织了新疆维吾尔自治区综合考察队，踏遍了天山南北，写出了考察专著，其中有涉及地貌与第四纪的论文和专著。接着中国科学院冰川冻土沙漠研究所在兰州成立，对西北干旱区的现代冰川和古冰川以及沙漠区做了许多更详尽的科学研究工作。

西北干旱区的荒漠化，可能起源于晚第三纪，随着高山进一步的隆起，阻隔海洋气团伸入到内陆盆地，使这一地区变得更为干旱。从山区不断输送到盆地里的物质，堆积成广大平原，“就地起沙”形成了广袤的波状起伏的沙丘地貌。

西尼村认为南疆盆地晚第三纪和更新世表现密集的水文网，应有较湿润的特征，推论第四纪末期(全新世)1—2 万年内，气候才开始变干引。E. 诺林认为第四纪后期塔克拉玛干大沙漠中部为一巨大淡水海而在冰后期变干。但根据我国钻探记录，第四纪地层并无海相或巨大湖相记录。格拉西莫夫穆尔札耶夫 都提到过中亚有两个多水期；H. T. 库兹涅佐夫认为准噶尔盆地的湖泊，现在正处于多水期。竺可桢论证中国五千年来气候变迁，他应用物候学的记载，联系史书上太阳黑子、日斑和极光对各历史时期气温变化的影响，这种气温变化，特别对于干旱区高山冰川的积雪和消融是极为敏感的。因此，这种多水期的周期性变化是存在的，因而中亚湖泊水量的变化不能认为是气候日益变干的标志。新疆盆地历史时期由考古资料及历史记载证明都是干旱的。聚落废弃，植物枯死，沙漠侵入绿洲等现象可以从河流改道，或由于灌溉不当引起强烈盐碱化，或由于破坏植被以及其它人类活动的影响来解释，现在所有证据还不能作出西北荒漠地区自第四纪以来在总的趋势上日益变干的结论。

罗布泊的变迁，许多学者认为是干旱区河床变动使湖泊变动其位置。但经调查和卫片分析，罗布泊受外围层层自然湖堤的包围，并受内部地堑的控制，至少在历史时期从来没有倒流到喀喇库勒盆地中去过。湖盆内部积水面积时有扩大和缩小，当然是和流水来，砂的补给及地堑的活动性有密切的关系。因此不能把罗布泊作为荒漠区游荡湖的典型例子。

五、黄土的古地理问题

我国黄土分布面积很广，亦是地学界最早研究的课题之一。1965 年刘东生等人写出了总结性的黄土专著(黄土分布图说明书)。描述了东北、华北、黄河中游四个地区的黄土。和黄土状岩石的分布、厚度，并探讨黄土状岩石的颗粒、矿物、化学等成分方面的特征，以及时代上的分布规律，地层划分和成因等。翌年又出版了《黄土物质和结构》一书。作者注意到不同古地形上形成不同地貌单元黄土地层的一致性和区域分带性。按其沉积顺序，分为老黄土和新黄土，按其成因分为原生黄土和次生黄土还有许多研究黄土的学者把重点都放在黄土性质、成因分层和颗粒分布方面，杨杰认为黄土为流水产物，而与阶地发育规律相符。

张伯声在其“黄土线和黄河河道发育问题”一文中也提出流水成因的看法。早在 1866 年庞伯莱(Pumpely)提出黄土是一种湖相沉积。李希霍芬和奥勃罗契夫主张黄土是风成的。费道诺维奇认为西北高山区谷地和山麓带的黄土堆积是由冰碛物吹扬出来的,黄土的形成与冰川的前进期一致,冰川提供了大量的黄土物质。这些论点各有其野外和实验室的根据。黄土在不同的地貌部位上可以发育有相似的特性。黄土母质无疑是外生沉积物质。这种均匀细致的尘状物应是被风吹扬起来的粉砂,但其形成为真正的黄土,不论在何种地貌位置上必须具备黄土化的草原环境。“钙”就是标志着草原带的主要地球化学特征。真正黄土带的外围靠近沙漠带为砂黄土;靠近亚热带则多为冲刷粘质黄土。第四纪黄土草原带的位置移动,可使黄土层中出现多旋回性的埋藏土。由此可见,真正的黄土形成必须具备草原带分布的“空间一和黄土化过程的时间”,二者不可缺一。有了这个概念,才能把黄土视为古地理景观分带的标志。第四纪寒冷期,冷气团的极锋向南扩张的最大限度可以古黄土出现的南界来表明:恭兹冰期的午城黄土的分布,只限于陕甘黄土高原区,里斯冰期的离石黄土南界到达秦岭北麓,接近今日_亚热带的北缘,而玉木冰期的马兰黄土则越过长江下游,分布到太湖北岸。

黄土高原黄土粒度变化,经分析后证明北粗南细,可分为砂黄土带、黄土带和细粒黄土带,还不仅是由风的机械搬运分选的结果,而更重要的是黄土颗粒本身内部结构经生物化学变化而解体。当间冰期时黄土草原向北撤退,湿热气团侵进,使原来黄土层硅铝酸盐物质,在湿热风化环境中,产生含水粘化硅化物;成为壤质的黄土风化壳,颗粒变细。在流水的向下运动占优势的情况下,黄土的钙质被淋溶到很深的下层,成为水平的结核层。据此可以推论出黄土草原带的迁移方向和变化。

六、岩溶的古地理问题

我国岩溶地区分布很广,约占全国总面积的七分之一,尤其在华南和西南,石灰岩层特厚。历经湿热气候时间很长;新构造隆起强烈,使得岩溶化的作用进行得极为典型。

我国岩溶的研究工作,在解放以后才迅速开展起来。研究重点集中于石灰岩的溶解作用,岩溶地形的发育,特别着重洞穴,联系到地下水资源的开发和利用。1961年、1966年和1978年举行过三届全国岩溶研究会议,出版了论文选集和《中国岩溶》专著。

华南岩溶,就其发育过程的特点来说,以桂林为例可分为峰丛期(晚白垩纪溶蚀面)呻峰

林期(第三纪溶蚀面)-孤峰期(一百米以下的等高阶地第四纪)-残丘(第四纪),代表由不成熟到成熟四个阶段。

云贵高原面上还出现原在低地位置形成的热带型岩溶峰林地貌,经中新世以后,地势不断隆起,受到亚热带气候的破坏,成为浑圆矮小的残留峰林景观。

云贵高原随着地势隆起,河流深切,地下水位降低,岩溶化进一步发展,出现峰丛和大小溶蚀洼地,多盲谷、竖井等,地下水系特别活跃,造成较大的垂直循环带。

广西盆地属于高原地势下降的斜坡位置。第四纪以来,气候炎热,地下水垂直循环强烈,古峰丛得以进一步发育成为高大的峰林景观,并有数百米深的筒状洼地。洞穴中的石钟乳的形成,和地中海法、意诸国的洞穴相似,不像真正热带的洞穴景观。

南宁宾阳以东到苍梧之间为非石灰岩地层所围绕的盆地,其间石灰岩平原上,孤峰残丘,岩溶地貌已溶蚀到最后阶段了。

南方第四纪岩溶地貌和洞穴时代的划分是以沉积和动物群为依据的。广西峰林之间的洼地为第四纪早期白沙层沉积所充填,可知峰林期洼地的形成当在第三纪之后。又如桂林芦笛岩洞穴与漓江最高阶地相当,洞穴中有阶地砾石,判明洞穴属中更新世时代也。黄万波按照晚上新世到第四纪的洞穴动物群的演变、在现在河面以上洞穴分布的不同高程,来判明洞穴发育的时代。如柳城巨猿洞距河面高程为 80—100 米,属于早更新世到晚上新世的巨猿动物群也。北江峰林剥蚀平原由网纹砾石组成的二级阶地上的峰林洞穴时代相当于更新世马坝人及大熊猫-剑齿象动物群。柳江通天岩在 20 米以下高程上发现晚更新世柳江真人化石群。

云南高原晚更新世的洞穴堆积中,多扁平石灰华角砾夹有石灰岩块、石笋等碎块,表示气候温暖和湿润,加深水对石灰岩的溶解作用,特别地下河道的侵蚀作用对洞穴发育造成极为有利的条件,而角砾碎屑则表示高原冬季具有强烈霜冻作用所引起的崩落物质。

广西盆地的洞穴堆积中,方解石成结晶糖粒状的霏石并含石钟乳的碎块,显示第四纪更为湿热的条件。霏石的出现,一般在年等温线 15℃ 以南的岩溶地区,方解石在高热碳酸钙溶液中沉淀而成的。至于石灰华则代表了潮湿气候下的泉水活动,这些溶解物的存在都表明岩溶化的湿热亚热带环境。华北岩溶作用可能发生于早第三纪拱曲运动开始以后。拱曲

的顶部，厚层风化壳被剥落。出露石灰岩和白云岩，在湿热气候环境下发育大型的洞穴和洞穴堆积，并多深沟和平谷。后期的岩溶地貌如洼地、暗河、竖井，都不如华中华南发达。拱曲上升，地下水下降以适应新的基准面，造成厚度较大的循环带，所以分水岭岩溶发育较为强烈。新构造断块运动强烈，岩层裂隙发达，泉水渗透较多，山麓带时有涌泉透露。低山带晚第三纪古溶洞常受到破坏，常残留石灰华的堆积，表示那时潮湿气候的环境。

华北第四纪温暖与干寒时期的交替比较明显，因此洞穴堆积类型比较复杂。暖湿期岩溶化活跃，地下水循环和渗漏作用激烈。洞穴堆积常和水动力有联系，地下河流堆积从砾石到砂，以至粘土，看出水流变小的迹象。在氧化条件下，洞穴堆积显示棕红色泽的层次，表示亦可能有铁锰胶结物质。寒冷期的洞穴堆积，黄土状物质增加，角砾岩特别发育，但在后继湿润期经过淋溶过程，角砾和钙质胶结紧密，黄土层中出现钙结核层或者包裹化石，得易于保存至今。至于角砾和圆砾混合在一起的胶结层次，可视为夏季流水活跃，冬季崩塌严重的季风气候的标志。

七。中国东部第四纪冰川作用问题

关于我国西部高山区的现代冰川和第四纪冰川作用，自解放以来，做过不少的调查研究，问题比较明确。但对于我国东部季风盛行区第四纪冰川的性质，规模和分布范围，近半个世纪以来，还是聚讼纷纭，莫衷一是。

1920年前后，我国卓越的地质学家李四光在华北太行山前及大同发现第四纪冰川遗迹，后来又在庐山做了详尽的考察工作，写出了《冰期之庐山》一文。解放以后，又在北京西山和华北平原获得很多有关古冰川证据。

1913年德人舒密脱赫纳偕同地理理论家赫脱纳 (Hertner) 至中国旅行，在他后来写的书和论文中提到淮阳山北麓和五台山的东南坡有冰川地貌。林泼里舒特 (Limpricht)、芬策尔 (Fenzer) 都描述过太白山的冰川地貌。日入鹿野忠雄、潘塞 (Panzer) 先后判明台湾玉山有大理期的冰 III 遗迹。苏联纳里夫金认为北京西山第四纪曾有过 3000 米以上的隆起。奥人维思曼 (Wissmann) 应用古气候的理论来支持李四光的学说。近三十年来主张我国东部古冰川发育的学者认为，北自大兴安岭、华北西山，南至两广以及沿海低山

都有古冰川的遗迹，写出了东部第四纪冰 J1I 的总结性论文。一

中外学者中有人提出了反对我国东部有较大规模冰 J1I 作用的意见。像巴尔博、德日进把庐山地区李先生认为属于古冰川成因的地貌和沉积解释为流水侵蚀作用和破坏洪积堆积所产生的结果。丁骤、黄培华等认为中国东部低山地区和纬度较低的亚热带范围内，从未有过第四纪冰川作用【】。最近谢又予等应用矿物分析方法来原因庐山冰碛是经长期湿热风化的产物。

双方争论焦点有以下几个方面：

(1) 真冰碛与假冰碛之争

长期以来，冰川学者以冰碛泥砾作为曾受过冰 J1I 作用的标志。真冰碛就是表面带有擦痕和刻痕的未经分选的石块。有些砾块被磨平或压成凹坑或作拱曲形式。受挤压的冰碛内部显示力学结构，可借以研究冰川推移的动力作用。

持反对意见者认为，融冻泥石流和暴雨泥石流在块体搬运过程中，只要受到足够压力，硬度不同的石块或基石都可产生和真冰碛相类似的擦痕。M. 舒瓦尔兹伯赫总结出假冰碛还包括：山崩块体堆积、扇砾岩；火山泥石流堆积、火山角砾岩和构造角砾岩，都可带有类似冰碛物的特征而且难予区别。

过去冰川学者认为泥砾是冰碛物的成因，最近注意到、泥砾和砂砾常见于非冰川区短距离搬运的流水沉积物中所谓冰碛而经后期湿热风化的网纹红土广泛分布于华中地区，常是一种由较高地区的风化壳经剥落‘后而由流水堆积在各种地貌位置上，再度进行风化作用的产物。一般来说，出现于中更新世的网纹红土所经受的气候影响是比较稳定的，没有太大的冷热变化，在时间上不大可能由冰碛物转化为一红到底的网纹红土。

(2) 冰蚀地貌和雪蚀地貌

主张东部广泛出：现古冰川的学者指出若干受冰川雕琢过的山峰，在坡面出现与冰川沉积相配合的 U 形谷和冰斗以及角峰、刃脊等地貌。但近年来也有一些学者观察到永冻区和积雪很厚的雪蚀区都有类似冰川雕琢的浅槽和积雪洼地，尤以阴坡最为显著。

(3) 雪线问题

雪线是表明气候变化极为敏感的标志 o-主张我国东部第四纪冰川盛行的学者，认为冰

期南北普遍降温，雪线几近平原，尤其长江下游当极锋之冲，雪线下降尤低。持反对意见者认为冰期西伯利亚寒冷气团向南扩张加强了季风环流的形势。干寒冷空气侵袭我国大部地区，降温虽低，但因水分很少，积雪不能太厚。除秦岭太白山和台海玉山在 3 250 米雪线以上的高峰有第四纪冰川遗迹外，其它很难有永久积雪的存在。至于长江以南，在亚热带范围内，虽受海洋气团影响降水略多一些，‘但因纬度较低。热量增高，不会是固体降水形式，雪线亦难下降得很低。至于北回归线附近的两广地区，更难有发展冰川的机会了。

(4) 在生物方面的证据

主张东部古冰川发达的学者认为我国东部有代表冰川时代的生物群落，孢粉分析中，含有阴地蕨、落叶松、冷杉、云杉之类。动物中为猛犸象一披毛犀。反对者认为这些植物只能代表阴湿森林中的要素，而动物只代表干寒草原中的群落，都不是冰川气候的特征性生物。除东北大兴安岭北部发现类似苔原的动(北极鹿)植(矮桦)物化石外，其它各地都没有这种表示冰川气候的生物。而且，在一般认为是典型古冰 J11 区的川鄂边境上竟还保存着喜暖湿的水杉活化石，长江下游还残留着对外界气候要求很严格的扬子鳄，并未受到冰川气候的考验和淘汰，很难解释。由此可知，我国东部有无规模很大的冰川问题，尚难获得定论，犹待进一步找寻科学证据。

八、海面升降和海岸变迁问题

近三十年来，各国学者注意到海洋第三纪和第四纪的沉积以及古海岸线变迁的勘探和研究工作。在我国，随着海洋事业的兴起，亦大大促进了海洋科学的发展。为了巩固海防，找寻海底石油必须搞清大陆架和深海的地质地貌，并研究海平面变化在时间上、空间上的规律性及其变化原因另一方面第四纪海陆的相对运动的调查，确定各个时期古海岸线位置，沉积环境，沉积特征，对建设河口、港湾和找寻有用矿沙 均有很重要的意义。

目前，我国已有多种海洋杂志，出版有关专门论文，并由主管海洋单位总结出海洋专著。并根据海区地质，国内外物探成果，卫星照片，海洋水文和河口动力等方面的调查报告与论文，以及有关图件，按地貌分类原则制作出渤海、黄海地貌类型图，采用浅地层剖面探测仪。结合钻孔资料，查清黄海、东海陆架区浅海层的结构，古地貌的形象和埋藏阶地。在海底地貌研究中，应用声呐方法，反映出南海地貌类型，并有三道古海岸线的存在。这些都提供了

研究海洋和海岸古地理的重要资料。中国边缘海区在白垩纪一早第三纪本为大片陆地，东与日本诸弧形岛相接。陆上有湖相沉积及煤系的分布。此后下沉为边缘浅海，沉积了海相新第三系地层。上新世强烈的板块活动，隆起断块相接的弧岛，浅海区产生断裂谷地，穹窿构造和山间盆地。上新世以来的堆积作用大于沉降作用。特别弧岛以西填充极厚的新生界的沉积，东部仍保留着凹陷的地形。从大陆倾泻下来的物质，造成我国相对坦荡的大陆架浅海。

中新世日本对马海峡的：海岭”深陷，流经日本的浮水和冷水进入到东海，一直到台湾沿海，出现了这个时期的冷水动物群。第四纪冰期和间冰期交替出现，伴随着海平面的升降。早更新世为相对寒冷的时期，但亦穿插了若干次的海侵，到恭兹冰期，海退鼎盛，大部边缘海出露海面与日本诸岛相连，峡谷深切到第三系地层中..，当时陆地动物群相互来往。接着气候转暖，海水上升，珊瑚礁顺黑潮分布到北纬 35° 附近民德冰期，海平面再次下降，大陆和岛屿都有构造活动，继而大陆架重新下沉，海水淹

没了诸海，那时沉积作用不均，形成今日所见中国东部大陆架向深海倾斜的沉积面目。晚更新世发生最后一次冰期，世界海洋曾下降 100—120 米。根据我国大陆架探测数据大：致符合浅海突露地面，大陆和海岛连成一片。由发现海生贝壳堤下的淡水贝壳层和海底多处获得大型动物牙齿，下颌骨化石以及大陆架上峡谷延伸到深海盆地诸事实，均可证明。到冰后期，中国边缘海的海水退而复进。

七千年前似乎太平洋北部下沉，南部水团向北输送，黑潮亦推进很远。台湾动物组合的研究表明，海水温度要比现在高 6℃。自五千年以来，日本和台湾等地构造隆起，同时南太平洋下沉，北部水团向南输送，产生现在海流分布的形势。我国全新世海平面变化亦以差异性新构造运动为主，伴以海水升降变化的影响，在时间上华北和华南的海侵是交错出现的。

近年来我国许多学者根据海岸地区的钻探资料和第四纪地层，分别研究海陆相微体古生物，反映出海岸地带沉积时期古地理条件的变化，证明断层和节理以及新构造的活动性，来判明海陆接触部分的变迁过程。

第四纪早期古海岸线的高度分布和形态变化，因几度受到不同程度地壳运动和海水升降的破坏影响，很难恢复原始的形象。我国学者对岩石海岸和平原海岸做了大量的考

察工作。采用形态计量和类型分析方法，研究海岸残留阶地和埋藏海底阶地，并进行了初步的对比。特别对于海岸进退标志保存较好的晚第四纪海岸研究工作，成就较大。他们还采用了新技术来研究近海大陆架上的埋藏海岸线，水上和水下三角洲及海底峡谷发展和延伸过程，还有更新世中后期的海底淡水沉积层为冰后期海相地层所掩盖情况的揭示等等。研究全新世海岸阶地的形成，除应用海相介形虫、有孔虫化石证据外，还应用“海滩岩”作为重建古海岸带的重要依据。

九、古人类环境的研究

有人称第四纪为灵生代，因为大约在二百多万年内的地球史上出现了人类，这是第四纪的重大事件。

1929 年在北京周口店发现中国猿人第一颗头盖骨，至今已五十年了。这个划时代的发现，标志着全世界人类化石史上的新篇章。除北京人而外，古人类学家在我国还陆续发现了蓝田人、丁村人、马坝人、长阳人、桐梓人、河套人、资阳人、柳江人、麒麟山人、山顶洞人、榆树人、大荔人等，分属于猿人阶段、古人阶段和新人阶段，在文化上相当于旧石器时代的初期、中期和晚期。而我国在每一阶段不但有人类化石为代表，而且还有用火的证据，制作的工具和共生的许多动植物化石，可用来考察古人类如何与自然环境作艰苦斗争。人类就是这样在不断地劳动，不断地斗争中成长起来的，这就为恩格斯“劳动创造了人”的学说提供了无比丰富的证据。

1) 中国科学院海洋研究所：华南沿海第四纪地质调查研究报告，1976。

2) 同 1)。

3) 中国科学院海洋研究所：华南沿海第四纪地质调查研究报告，1976。

4) 上海师大河口海岸研究室：第四纪时期海平面变化与海陆变化，《中国自然地理，地貌篇》

关于“北京人”的自然环境问题，周明镇应用了当时的动物群化石的性质来做了详细

的分析。徐仁根据孢粉组合把中国猿人时期的气候划为三个轮回，大致表明干燥期和温湿期的交替。但也有可能古人类本身的活动中促进了这种轮回演化的速度。中国猿人已知用火煮食，取暖，也已知用火围攻兽群。在遗骨中占多数的鹿不能认为是用石器打得的，而是用火围攻，以棍棒击破鹿头而猎取的。野火很快改变了植被的生境。在受破坏强烈的平原区，森林变为旱生灌丛，如果生态系统进一步受到破坏，特别是阳光和土壤水分的改变，可以促进草原化，甚至荒漠化，引来肿骨鹿以外的草原或荒漠动物群。但山岭高处森林中仍有猕猴、虎、豹之类的动物。人口增殖由于食物来源匮乏而受到一定的限制。”北京人由猎取森林动物而改变为猎取草原动物的习性，逐步脱离定居生活而变为追逐兽群的游荡猎人。中国猿人既知用火，便能在任何环境中生活，其后裔既能向正发生海侵的海岸迁移，也能向高纬的草原发展。他们新的环境中，通过劳动产生智慧，发明创造新的工具，取得更丰富的食物，人口增殖又获得更高的水平。所以周口店的中国猿人并不在同一地点世代相传，中间隔开数十万年之久，才有山顶洞人的出现。

海岸对古人类有巨大的吸引力，潮汐带来取之不尽的食物。但许多文化遗址可能为海侵所淹没。他们在中石器到新石器文化晚期，除采集贝壳和捕鱼外，还能猎取飞禽与走兽。这里孕育着和草原环境大不相同的文化。

有人认为南方岩石风化严重，缺少制造良好工具的材料，而且新人深居密林，很少与外界专业化的猎人相接触。新石器时代的陶器制作也相当粗糙。要知道他们孕育着另一种与北方不同的新文化。他们既从事农业又从事渔猎，利用竹、木多于石料。沿水旁住居桩上家屋，利用竹编制鱼簰，鱼篓，剥落纤维和养育野蚕制作织品，木浆、木白用来划船舂米。广泛种植适应季风气候下生长的稻米，并栽培出多种的水生食用植物。所以对南方不应想象成是一片蛮荒之地，而应是初具规模的“水乡泽国”。

我国科学家对于古人类的基本资料积累得很多，但对于他们的生活环境和生活方式还注意得不够。只有一些零星残片的知识，缺乏对古人类及其生态条件整个观念，因此，尚须古人类学者更进一步的努力。

为开展“第四纪环境演变与发展趋势的研究”这一课题，提出一些看法，以供参考：

1. 研究第四纪地理条件的综合体及其区域分异的规律性，要在环境(大陆的、海洋的)

地带研究的基础上，分析各种过程之间的相互依赖性。就第四纪沉积类型而论，大体可分为宇宙的(陨石的)，基岩的(老地层)和火山的(熔岩火山灰)来源，通过物理、化学、生物的过程而显示出空间和时间的特性。沉积物质由原始风化母质到土壤形成是一种连续沉积不断分异的复合体，而且在大陆上和海洋里，既有堆积，亦有破坏或重新组合的地貌形态，因此，每种沉积类型不但具有相应的地貌特征，亦反映出第四纪气候地带性和非地带性的变化。

2. 研究第四纪地理，岩相学特别重要。“相”是代表一定岩层生成时期的古地理环境。因此首先应选择若干合适盆地，建立起第四纪标准生物地层剖面，标准年龄地层剖面，作为研究邻近地区的对比标志。根据岩性特征、生物化石、地球化学的差异和其他特征，可以推断出这种环境的性质，同时我们也要注意研究现代沉积过程的模式与古代沉积进行对比研究也很重要。

3. 我国广泛分布第四纪冰川沉积、黄土堆积和洞穴裂罅堆积，均需深入研究。关于第四纪冰川问题，争论尚多，应着重于区分“冰碛层”各种成因的标志，并研究冰川沉积作用的动力和环境在冰碛结构和构造上的反映。黄土方面要研究黄土和类黄土沉积作用的规律性，不单纯致办于颗粒量测的分析(包括显微分析和矿物分析)，而且应把它作为环境的产物紧密联系起来。关于洞穴裂罅堆积的研究，要着重于岩溶发育的历史过程和洞穴堆积的年龄以及和洞外同期异相沉积物的对比研究。

4. 在研究第四纪地层和地貌发育时，必须注意古土壤和风化壳的形成。追溯它们的来源和性质并决定其年龄。古土壤层单元并不同于岩层单元，亦不同于地貌单元。但须注意到他们之间的密切关系。我们要区分位于沉积顺序中的古土壤层和出现在侵蚀面上的古土壤所具有不同的特性。

5. 研究第四纪古环境除构造作用表现于构造形态的内外营力，其他大部要素均服从于气候条件的变化。气候的水平地带性和垂直地带性以及气候分区都决定于沉积成因的发生，并表现在景观带或一特定陆区或水域之中，决定第四纪气候的因素是多方面的，因此必须采用多种学科和技术来解决古气候问题。

6. 研究新结构运动, 多数学者倾向于同板块构造理论联系起来。评价新构造活动时, 必须注意对地貌和第四纪沉积组合的影响。第四纪新构造运动的强度、幅度的研究, 构造运动模式的建立与构造发展趋势的预测均有助于区域地震的预报工作。编制全国精密的新构造运动图, 亦是极为重要的任务。

7. 我国海岸线很长, 可能没有一段不受垂直运动的影响而未曾变动过的。由于海岸年龄检定资料过少, 很难建立起长距离之间的对比关系, 因此要求在微体古生物学和绝对年龄的检定方面来解决第四纪海侵、海退的问题。

8. 从生态系统观点研究第四纪动植物的演替和分布的规律性为古地理重大课题之一。在研究古人类发展系统的同时, 并须努力探索自然环境与古人类发展的关系。

9. 研究第四纪古地理要加强新的分析测试技术的引进和应用。最近十年来, 已广泛采用同位素、古地磁、热发光、电子显微镜、色谱仪、原子吸收光谱等技术, 同时也引进红外光谱、顺磁共振等新技术。要求我们应用新技术进一步精确地评价古环境的质量和决定年龄。

参 考 文 献

刘东生等, 关于中国第四纪地层划分问题, 第四纪地质问题, 科学出版社, 1964。

周廷儒, 中国第三纪第四纪以来地带性与非地带性的分化, 北京师范大学学报(自然科学), 2, 1960。

珠穆朗玛峰登山队科考队, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 科学出版社 1962。

中国科学院西藏科学考察队, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, (1966 — 1968) 第四纪地质, 1976;

现代冰川与地貌, 1975, 科学出版社。

李吉钧等, 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨, 中国科学, 1979 年第 6 期。

徐仁, 希夏邦马峰高山栎化石层的发现及其在植物学和地质学上的意义, 植物学报, 15(1), 1973。

周昆叔等, 根据孢粉分析的资料探讨珠穆朗玛峰地区第四纪古地理的一些问题, 珠穆朗玛峰地区

科学考察报告, 1966—1968, 第四纪地质, 科学出版社, 1976。

赵希涛, 喜马拉雅山脉近期上升的探讨, 地质科学, 1975年第3期。

崔之久、郑本兴, 珠穆朗玛峰地区的喀斯特, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 1966—1968, 现代冰川与地貌, 科学出版社, 1975。

【15】朱震达, 沙漠的治理, 科学出版社, 1976

the Pleistocene Climatic Events in the Indian

【18】竺可桢; 中国近五千年来气候变迁的初步研究, 中国科学, 1973年, 第二期。

【21】刘东生等, 黄土物质和结构, 科学出版社, 1966。

【22】杨杰, 对解决中国北方黄土成因问题贡献几点意见, 第四纪地质, 1(1)1958

【23】张伯声, 从黄土线说明黄河河道的发育, 科学通报, 第三期, 1956。

【24】 F. V. Ridthofen, China, Belin, 1877.

【25】 B. A. 费道罗维奇, 结合黄土在欧亚大陆的分布来探讨黄土成因问题, 《干燥区和黄土区的地理问题》, 科学出版社, 1958。111

【26】 朱海之, 黄河中游黄土粒度分布变化的现象及其解释, IX第四纪地质问题

【40】 赵希涛, 海南岛全新世海滩岩及其对海岸线变迁的反映, 地质科学。1978年第2期

【41】 周明镇, 从脊椎动物化石上可能看到的中国化石人类生活的自然环境, 《中国人类化石的发现与研究——中国猿人第一个头盖骨发现二十五周年纪念会报告专集》, 科学出版社。

【42】 徐仁, 中国猿人时代的北京气候环境, 中国第四纪研究。

【44】 孙孟蓉: 周口店中国猿人化石层的孢子花粉组合, 中国第四纪研究

PROGRESS IN THE RESEARCH WORKS OF PALAEOGEOG-

RAPHY IN CHINA. DURING LAST THIRTY YEARS

Zhou. Tingru (Chow Den—tzu)

(Beijing Normal University)

Abstract

The task of palaeogeography is to reconstruct the geographic environment of the past. Some palaeogeographers maintain to treat geographical elements as complex relationships integrated into one system which exists in an area and distinguish from other areas. They emphasize that a wide variety of natural phenomena are interrelated and interacted with each other. Thus, in the study of genesis of natural phenomena and their evolution, the same integrative view should be adopted in order to form a logical framework to solve problems of the past.

In recent decades, there has been a growing tendency to employ synthesizing or integrative methods to explain the changes of ancient geographical environment, especially the palaeoclimate of the Quaternary Ice Age.

Many new experimental methods and techniques have been developed, such as the study of microscopic fossils, the application of radiometric dating, the use of palaeomagnetism, the study of weathering crust and palaeosoils, etc.

The major research works that have been accomplished by Chinese palaeogeographers and their related scientists during the last 30 years, may be highlighted in 8 areas:

- 1) On the palaeogeographical division of China during the Quaternary Era.
- 2) The upheaval of the Tibetan Plateau and its profound effect,
- 3) The study of palaeogeography in arid regions of northwestern China.
- 4) Palaeogeographical Problems of loess in north China.
- 5) Palaeogeographical problems of karst phenomena in southwestern China.

6) Questions about the Quarternary glaciation in East China

7) Problems about the fluctuation of sea levels and changes of coastal line.

8) The study of early man

I attempt to draw some general conclusions

1) Attention should be paid on the integrative role in the areal differentiation and the regularities of distribution.

2) Emphasis should be placed on the research of the quaternary deposits especially the model analysis of modern sedimentation for the correlation with the past.

3) Complexities of quaternary glacial, loess, and cave deposits should be recognized.

4) When we study the development of quaternary stratigraphy and geomorphology, attentions should be laid on the formation of weathering crust and palaeosoil at the same time.

5) Besides the tectonic processes which show the bold outline of relief on the earth surface under the endogene force, the formation of other physical geographic elements have also been subjected to the conditions of palaeoclimate. The latter is

the key in the study of ancient environment.

6) To study the neotectonic processes, heavy reliance continues to be placed on influence of landforms and quaternary deposits. The compilation of elaborate neotectonic maps of whole China is urgently needed.

7) The study of evolution and distribution of quaternary vegetation and animals should be carried on with the view point of ecosystem. Meanwhile, much efforts are needed to study ancient environment in relation to early men.

8) In the study of palaeogeography, new methods and techniques should be int-

roduced.

中国东部第四纪冰川作用的探讨

研究第四纪冰川作用，对于了解自然界的发展有着重要意义。特别是对动植物的演化、土壤的发育以及古人类的活动和迁移等，关系密切。在生产实践方面，对第四纪沉积矿床的形成和地下水的利用，也有一定的联系。

关于我国西部高山区的现代冰川和第四纪冰川作用，自建国以来曾做过不少工作，看法比较一致。但对我国东部第四纪冰川的性质、规模和分布范围，近半世纪以来还是众说纷纭，莫衷一是。

有许多学者认为在东北大兴安岭、北京西山、长江中下游都有很多有关古冰川的证据，甚至纬度相当低的两广，以及沿海地区 600-700 米的低山，也有古冰川遗迹发现。但是也有一些中外学者认为中国东部较低的山地未曾有过第四纪冰川作用，我们要在这里提出下列六个问题以供讨论。

一、第四纪寒冷期的地带性问题

苏联西伯利亚第四纪冰川时期普遍干冷。大陆性加强，必然会影响到我国北部自然地带的变化。第四纪时期，我国东部季风环流和海洋环流的形势基本与现今相同，但在寒冷冰期降临时，强盛的冷气团向我国无高山阻挡的东部倾泄。可使自然地带比现今向低纬南移达 4 度之多(玉木期)。

我国东北哈尔滨和位于欧亚大陆西部的巴黎大致处在相同的纬度位置上。第四纪冰期时，巴黎盆地属于大陆冰川外围的永久冻土带。冰缘现象以霜冻裂楔最占优势。表现出持续永冻区内水分含量较多的特征。哈尔滨所在的松嫩平原与西侧大兴安岭北部也有永久冻土分布。冰缘现象以沉积层中的冰泥卷最为发育。在哈尔滨附近山札来诺尔等地都有发现，和西伯利亚的类型相似。 萧斯拉库维奇(schoslakowitsch)指出这类冰缘现象在严寒和少量积雪的条件下最宜发育。

鲍赛(Poser)认为玉木冰期的西欧，气温比现代降低 7°C 左右。一月平均温稍低于现在；年平均温仅 3—5°C。位于大陆东部的哈尔滨，如果按比例和巴黎同样降温，夏季气温仍可在

10℃以上，犹有一定消融冰雪的能力；冬季（一月份）可以下降到-30至-40℃以下，但来自大陆的冷气团，水气贫乏，很难孕育各种类型的冰川。

东北在最后一次冰期时，西部平原和大兴安岭北部出现灌木森林苔原和草甸，东部三江平原则分布以云杉、冷杉为主的针—阔叶混交林。更南的辽东和山东以阔叶林为主。华北平原则属森林草原。而在内陆部分永冻带的前缘，堆积宽广的砂砾带，显示水分极大不足，风的作用占优势。吹飏出来的沙尘在南部草原上堆积为黄土带。在贡兹冰期，黄土分布只限于陕甘地区。在里斯冰期，黄土带的南界到达秦岭北麓，接近今日亚热带的北缘，在缺少山脉屏障的东部，马兰期黄土，一度分布到长江下游。黄土带南界可视作极锋到达的前缘。黄土区内，大部分山岭海拔高度都很低，只有高度超过3250米雪线以上的山峰如长白山，才有发育高山冰川的机会。

亚热带范围内，受海洋气团的侵进，接受降水比北方略多一些，但在较低纬度，热量增高，不能全是固体降水形式，雪线亦难下降得很低。至于回归线附近的两广地区，更难有发育冰川的条件了。

二、冰期雪线问题

雪线是极为敏感的气候变化标志。雪线在冰期时位置下降。根据计算，欧洲中纬度最后一次冰期（玉木时）雪线下降到800—1200米。当时挟雪的风暴由大西洋吹来，愈往东降水愈少，所以雪线向东升高；同样，向南气温增加，雪线也提高。研究今日欧亚大陆雪线分布的高度，对了解推测古雪线的分布很有帮助。而考查更新世雪线高度有助于解决东亚古冰川分布情况。我国云南北部和四川西部的高山，大理期雪线平均高度为3900米。现代雪线和大理期雪线相差1200米，与东阿尔卑斯情况相符。东部山地除长白山和台湾玉山外，无一处山峰超过这一高度。长白山雪线高度为3250米，雪线以上有完正整的古冰川地貌（角峰、冰刃脊、冰斗、悬谷、槽谷、冰蚀湖等）以及各种冰川堆积物。这里的冰川遗迹已为许多学者所公认。台湾玉山古雪线高度为3300米，台湾受湿润东南季风和黑潮的影响，更新世降水可能更多些，雪线稍形降低。雪线以上，有大理期冰川的遗迹。

从以上资料来看，我国东部低于3250米的山地很难产生冰川。特别在纬度较低的地区。第四纪冰期时，我国东部黄土带或亚热带如要发生山地冰川，除非具有下列两种条件

之一：第一是山地曾在第四纪时期内上升，并超过 3 000 米以上的雪线高度，后来又下降到今天的高程，如纳里夫金所谓北京西山的例子【4】。但事实表明，西山在第四纪时期呈断块状隆起，而不是普遍下降。第二是地壳相对稳定，而山地雪线强烈下降，如魏斯曼所举庐山的例子。他认为冰期的长江下游较我国西部同等纬度地区为寒冷。那时庐山雪线可降至 900 米之低。我们认为雪线下降是由于降温的原因，但也要考虑纬度位置、距海远近、大气环流形势和降水类型等，把这些因素结合起来分析，才能获得较满意的解释。当冰期时极锋南移到长江一带已成强弩之末，即使雪线降到 900 米，雪线以上的山峰是否有足够的面积来接受充分的固体降水以孕育“冰川冰”，并使它具有刻蚀和雕塑地貌的能力？且有人认为内陆和海洋冰期雪线均高，而独在长江下游突然下降得很低，殊难获得古气候学上的合理解释。

三、冰蚀地貌与雪蚀地貌

第四纪冰期，无冰川作用的高山可以在进行类似冰蚀的雪蚀作用下，使山岭峰脊出现雪蚀洼地、雪蚀冰斗。其平面形态大致决定于基岩的构造情况，而更多的决定于积雪季节（本文原载《第三届全国第四纪学术会议论文集》，科学出版社，1982，162 页-167 页。1）王乃梁，达赉湖（呼伦池）区第四纪沉积和古地理，1965 年。）的长短。雪蚀地貌大都发生在阴坡，一般刻蚀比较缓坦，雪蚀冰斗并不分布于一条水平的雪线上，这种类似冰川的堆积地貌，既是一种寒冻崩解型式，也是一种风化型式。如果岩石中有丰富的水分，又经常发生融冻交替，则雪蚀作用进行迅速，崩解的岩屑通过融冻泥石流作用沿坡地向下移动。

长江下游在最后冰期是极锋经常滞留的地带，发生强烈的气旋，可能降雪较多，因而如庐山、黄山、九华山、天目山等高度的中山均有可能发生雪蚀和寒冻风化现象。四川大巴山无冰碛的平直宽坦谷地，和现在新疆阿尔泰正在进行雪蚀作用的谷地形态颇相近似，今天在某些高山地区雪蚀作用仍在进行之中。

我国东部山地第四纪的雪蚀地貌容易和冰斗、冰槽混淆起来，得出错误的结论，研究第四纪冰川分布时，特别需要注意。

四、真冰碛和假冰碛

长时期以来，地学工作者以冰碛泥砾作为曾经存在冰川的标志，一般认为冰碛就是未经

分选的碎屑物，其石块表面带有擦痕和刻痕，有时砾石被磨平或被碾压成碎块，其中杂有垫状冲积圆砾或冰川下的河流圆砾。挤压性的冰碛内部显示的力学结构，可借以研究冰川推移的动力作用。

假冰碛是一种类似冰碛的建造，有一部分砾石带有擦痕，这种岩石堆积可能发生于各种非冰川作用。舒华尔兹伯赫总结出假冰碛有以下几种类型，包括：属于山崩的块体堆积、扇砾岩、火山泥石流堆积、火山角砾岩和构造角砾岩。这些都有类似冰川冰碛的特征，容易被误认为真冰碛。现在把我国东部容易和古冰碛混淆而不易分辨的几种沉积物略举如下：

(1) 融冻泥石流：东北大兴安岭北部是我国东部冰缘现象发育的典型地区。泥石流石块的形态，常是边缘突起，中心下凹，形似马鞍。石块分选不佳，常和细土混合，不成层次。这种堆积物在融冻过程中，本身发生膨胀和收缩。在坡度 2° 以上时，可作拖曳状的运动，表现为一种具有蠕动、滑落和流动形态的建造。这种融冻泥石流的物质与冰川泥砾很近似，特别是古老而硬化了的泥石流堆积，很难与冰碛岩区别开来。认识这种堆积物，须从石块排列和磨蚀情况来判断。特别要顺着坡降，辨认石英粒逐渐富集的特点。大兴安岭花岗岩区，寒冻风化过程中固定下来许多石英粒，后来经河水冲洗，形成松花江一带的“玻璃砂”堆积物。

(2) 暴雨泥石流：在干湿季明显的季风气候下，大量块体损耗(Massive wasting)的岩屑累积在山坡上和沟谷之中。夏季暴雨性径流可能产生分选不佳的泥石流。这种堆积广泛分布于我国季风区内。当山洪暴发时，流动物质中较硬的岩块与较软的岩块或基岩磨擦，只要经受足够的压力，就可产生和冰碛相类似的擦痕。流动块体在悬浮状态中时，大部分属于水流性，其颗粒之间的压力在泥石流中的界限几近于零，当流动体即将变于时，岩块之间负荷很大，一部分泥石流可以滑超另一部分，尤其是流体在下层迅速失水时，可以形成刻蚀擦痕的最良好条件。例如暴雨时发的太行山区，常出现当地所谓的“龙爬”，挟带出巨大的“漂砾”，而且在许多砾石上可以显露和冰碛相同的擦痕。川滇西部高山区，冻土、积雪和冰川消融引起的泥石流，在经过低山带时，也具有上述的相似条件，所产生的类冰碛中，即使有真冰碛的成分，亦应属于次生的性质。

带有擦痕的假冰碛，在山崩堆积中也可以见到，但根据哈姆对山崩的观察，只在未受磨

琢的断面上产生一种短而弯的截击刻痕，完全可区别于受磨琢面上相当长而笔直的冰川擦痕。

应用个别标志来判断真假冰碛，是有一定困难的，综合多种标志区别真冰碛和假冰碛，就比较可靠了。

舒瓦尔兹伯赫在其所著《过去的气候》一书中指出：“冲积层中的泥砾和沙砾，从前常被视作冻碛物再搬运的证据。最近在斯匹兹贝尔根(spitzbergen)观察这一种类型的沉积，亦认为这个解释是正确的。但他强调必须注意泥砾亦常见于非冰川区短距离搬运的堆积之中。

风化的证据

世界古冰川地区的冰碛层常和较新及较老间冰期的堆积物相间堆积。我国东部第四纪沉积层都缺少这种地层学上的充分证据来区分冰碛和非冰碛层的交替现象，寒冷和湿热气候在地层中必须有所反映。

广泛分布于我国东部，热带的网纹红土和接近热带地区的砖红土都是第四纪后期化石性的红色堆积物。我国有些学者把这种搬运下来的碎屑，视作为古冰碛而在后期经湿热风化过程的产物。事实上网纹红土常是一种由较高地区的原始风化壳经剥落，而由流水堆积于低地，再度进行湿热风化作用的产物。一般来说，网纹红土所经受的气候影响是比较稳定的，没有太大的冷热变化。从风化率来说，在较短的间冰期内，也很难由冰碛物转化为网纹红土。而且既要保持风化壳的红色，就必须具有植被稀疏的氧化环境，所以，在这些低纬地区很难出现第四纪冰川作用。

六、生物证据

代表冰期的苔原生物群落，在我国东部除东北北部有近似的化石发现外。其他地区均无记录。即以更北的苏联境内阿穆尔-普里穆尔斯基地区来说，第四纪以来没有过冰川，所以第三纪动植物种类，南北混合非常丰富。东西伯利亚和鄂霍次克海的泰加林景观是和我国及朝鲜西部的景观交织起来的，即使阔尔(Khor)河源上高达636米的库玛罗娃Komasova最高峰，气候相当严酷，但无一处山峰高出于雪线之上，而且很少山峰升到高山草原的范围。我国冰川工作者往往应用云杉、冷杉—阴地蕨植物群和猛犸象—披毛犀动物群作为冰碛地层的生物

征据。其实这些都是阴寒森林型和适应宽广的草原型的植物和动物，不能作极度寒冷的标志。

台维斯曾指出云杉和冷杉的出现表示更新世夏季气温下降 7—8℃ [8]，并不能成为发生冰川的标准。

欧美冰期所发现的植物种类主要为北极柳、矮白桦、八瓣仙女木等，动物中有麝牛、北极鹿、猛犸象等。在我国除发现适应性较强的象类外，其他尚无确切记录。相反，在一般所谓典型冰川区的鄂川边境上，竟还保存着喜暖湿的水杉活化石，在长江下游还残留对外界气候要求很严格的扬子鳄，均未经受考验和淘汰，不能不引起重视。

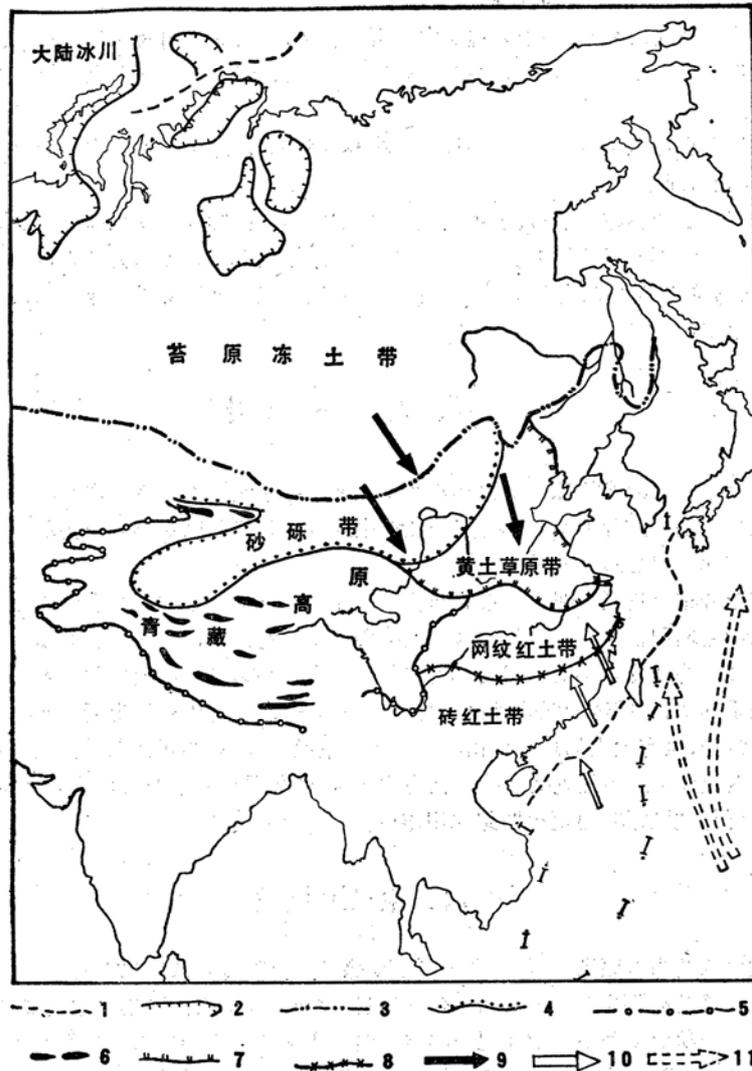


图1 玉木冰期东亚自然带示意图

1. 古海岸线 2. 大陆冰川 3. 永冻土界 4. 砂砾带南界 5. 青藏高原 6. 高山冰川
7. 黄土界 8. 网纹红土界 9. 冷气团 10. 暖气团 11. 海流(暖流)

总之,我国东部有无规模很大的冰川问题,议论很多,尚难获得一致的结论,犹待进一步寻找科学证据,开展“争鸣”,求得正确的解答。

参 考 文 献

- [1] 裴文中,哈尔滨黄山及内蒙扎赉诺尔附近“冰滑作用”的初步研究,科学通报,第1卷(1957年)第1期。
[2] Poser, H., Boden und Klima Verhältnisse in Mittel und Westeuropa während der Würm-zeit.

华北更新世最后冰期以来的气候变迁

周廷儒 张兰生 李华章

研究更新世最后冰期以来陆上大尺度气候变迁,在欧洲和北美均以大陆冰盖后退过程中各阶段所遗留的各种遗迹、孢粉分析所揭示的,随冰盖后退而发生的植被带的更替,以及反映冰盖消长的全球性海面升降为主要标志。由于大陆性气候的影响,我国东部在最后冰期不存在大面积冰盖。但由于冬长、严寒,华北北部和东北广大地区,晚更新世冰期的冰缘现象普遍发育,近年来不断有所发现;地势或纬度较高的地方,甚至留下了全新世寒冷时期的融冻遗迹。本文根据在华北实地考察所发现的冰缘现象遗迹,与之相应的孢粉分析所反映的植被变化,以及某些地点所见到的海平面变动,讨论更新世最后冰期以来华北地区的气候变迁概况。

一、河北阳原虎头梁更新世末期冰缘现象

阳原盆地以泥河湾第四纪河湖相沉积的发育著称于世,自二十年代巴尔博(G. B. Barbour)等人在该地考察并发表论著以来,直至最近,不断有人作进一步的研究,但工作大多以地层学方面的为主。

虎头梁位于盆地中部,桑干河北岸,梁顶平坦,海拔高度约 910 米。梁面为深沟所切割,出露于西水地的沉积剖面如图 1 所示。剖面中,在离地表 1.5—2 米左右处,广泛出现褶皱扰动,变形层主要由黄绿色粉砂、细砂层及直径 1—5 厘米左右的成层扁平砾石组成,夹有薄层黄绿色泥灰岩。所形成的褶皱,不论背斜部分或向斜部分,都比较开阔,且大致左右对称;背、向斜高度 0.6—1 米左右。扰动层以下的下伏沉积层及以上的上覆沉积层一均保持平整(图 2)。以上性质和产状与多年冻土区的融冻褶皱(冰卷泥)完全一致。

虎头梁融冻褶皱现象先后经多人鉴认,已普遍得到公认。1980 年底,本文作者等复在该地点同一层位上发现为黄土与砾石所充填的楔形裂隙,深 1—1.5 米,宽 0.3—0.6 米;原作层状排列的扁平细砾,在接近裂隙两壁处出现与裂隙壁平行排列的现象,此种现象表

明，这些裂隙属于古冰楔的性质。

为了确定上述冰缘现象的时代，取距地表约 2 米处融冻褶皱中钙结核表面的钙质膜壳作 c14 定，所得年代为 B. P. 27, 675 ± 745 年。由于钙结核随褶皱发生扰动，长轴顺褶皱方向排列，融冻褶皱现象应发生在钙结核形成以后。融冻变形层之上为砾石及马兰黄土所覆盖，马兰黄土顶部的热发光年龄测定为 B. P. 8 000 ± 400 年，因而出现这一冰缘环境的年代在 B. P. 10 000 — 27 000 年之间，即属于更新世最后冰期的范围内。值得注意的是冰楔与融冻褶皱可能不是同一时间的产物。两者虽接近于处在同一层位上，均以细砾及黄土为上覆层，但融冻褶皱是地表反复融冻、冻结面随着气温的降低向深层发展。

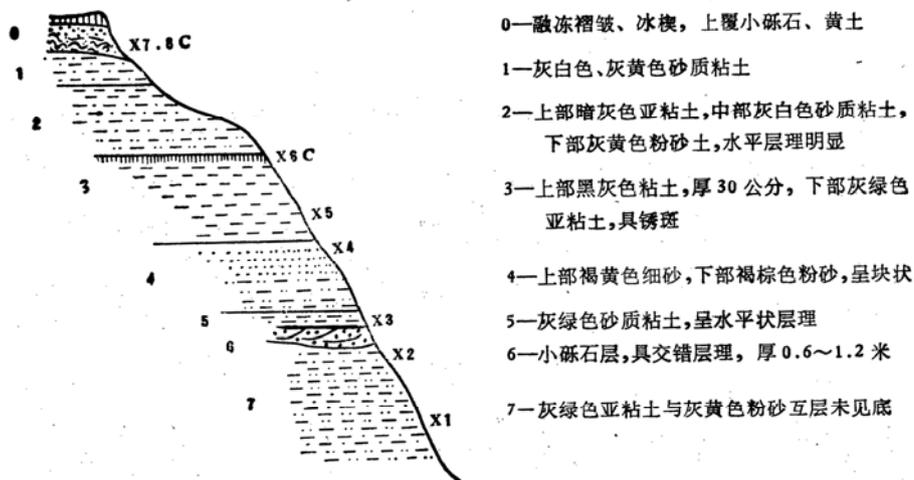


图1 虎头梁沉积剖面

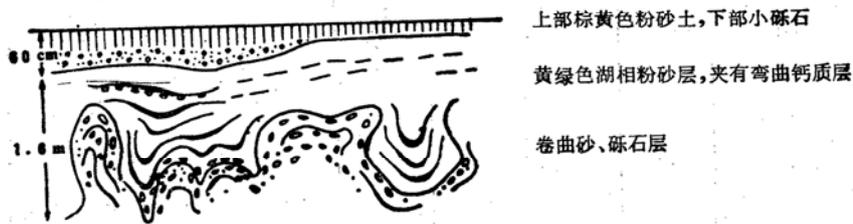


图2 虎头梁融冻褶皱

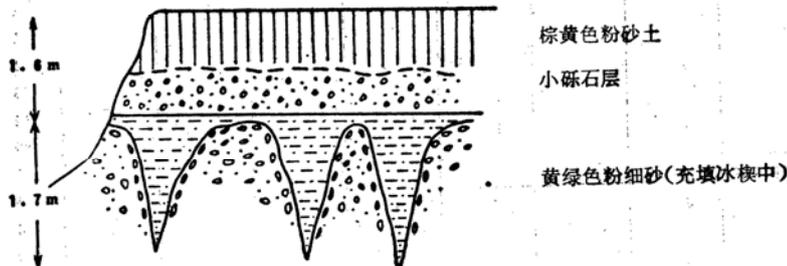


图3 虎头梁冰楔

致使介于永冻层上限与活动层冻结面下界之间的暂时尚未冻结的含水松散层遭受强大压力，

作塑性变形而成，变形应出现在地表以下融冻活动层底部的位置上。根据我国大兴安岭北部现代永冻土地区的情况，活动层厚度一般为 2—5 米¹⁾，虎头梁融冻褶皱现今在地层中出现的位置大致应接近于原来形成时的深度。冰楔是地表冻裂、冰体冻胀侧压力所造成的产物，形成时直接暴露于地面，在平面上以多边形土的形式出现：一般向下伸延到 1-2 米的深度；虎头梁冰楔的上覆层应是冰楔形成以后的沉积物，因而，虽同属于最后冰期 \geq 冰楔形成的时代早于融冻褶皱。

二、虎头梁剖面孢粉组合变化的气候意义

对于虎头梁剖面，前人曾做过不少工作。但孢粉分析或主要着重于剖面的下段，或报导成果过于简略；沉积年代问题更是意见分歧，大多主张属于中更新世或下更新世。此次着重对剖面的中、上段采样作孢粉分析，成果如表；并对距地表约 8 米处的黑色淤泥采样作 C14 定，年代为大于 B. P. 41 600 年，因而虎头梁剖面的上段应属于晚更新世玉木冰期内的沉积。

虎头梁剖面孢粉分析成果

标本号	8	7	6	5	4	3	2	1
孢粉总数(粒)	21	极少	72	2	57	极少	25	390
乔木花粉总数	2		4		2		25	260
乔木花粉比重	10%		6%		4%		100%	66.7%
灌木及草本花粉总数	19		68	2	55			120
灌木及草本花粉比重	90%		94%	100%	96%			30.7%
孢子总数								10
Abies								2
Picea								47
Cearus								6
Podocarpus								3
Pinus			4		2		25	105
Betula								39
Carpinus								1
Quercus								1
Tilia								1
Ulmus								2
Salix	2							53
Ephedra			1					14
Chenopodiaceae	1		1	1	47			89
Caryophyllaceae								1
Gramineae			1					4
Artemisia	17		65	1	5			2
Compositae					3			9
Humulus	1							
Umbelliferae								1
Selaginella								2
Polypodiaceae								7
Filicales								1
C ¹⁴ 年代		27675	>41600					
附注	冰楔中	冰泥卷	黑粘土					

按照我国现代自然植被区域，阳原盆地正处在冀辽山地油松、栎林区与黄土高原中部草原区之间的交界地位上。冀辽山地植被的垂直分布规律可以小五台山为代表：2100米以上为亚高山草甸；1600—2100米是云杉、落叶松为主的山地针叶林，间生白桦、山杨等阔叶种；1200—1600米为中山落叶阔叶林，由栎、桦、椴、榆、杨等属组成；1200米以下原为落叶栎林和油松林，但大多遭破坏而出现灌丛和灌草[6]。虎头梁北侧山地一般高达1600—1800米分水岭诸峰更在1900米以上，黄花梁高达2035米，若不是在人类历史时期遭受强烈破坏，盆地内部虽属于灌丛草原性质，周围山地可以有松栎林以至云杉林的分布。与现代植被相比较，虎头梁剖面标本1所包含的孢粉组合代表了接近于现代气候而稍为暖温的环境：松栎林分布广泛，植被垂直分带明显，盆地内部仍属于半干旱性质；相当于间冰期。以后的沉积时期，气候趋向于干旱，孢粉稀少，木本近于绝迹，大部分沉积层中只能见到少量代表草原环境的。藜科、蒿属花粉，时代上相当于玉木冰期。

值得注意的是B. P. 41600年以前所沉积的淤泥层中，孢粉总数、种属数都比以前、以后各时期明显增多，而且又出现松属花粉。w. L. Gates综合欧美各地孢粉、海温等多项指标曾得到结论：北半球中纬地区，最近10万年来分别在B. P. 7万年前后和B. P.

2. 2万年前后两次达到气温最低点(图4)

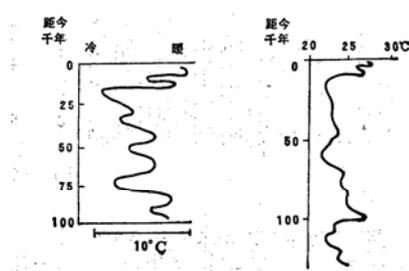


图4 北半球中纬度地区气温变迁 图5 加勒比海深海钻心所反映的海面水温变迁

C. Emiliani 根据深海钻心所得的加勒比海水温变化曲线审，上述两个寒冷时期是很明显的，相对暖期正在B. P. 40000年前后(图5)[8]。对我国东部平原海平面升降变化研究所得的成果表明，近10万年来，在5万年以前和2万年前后，分别存在两次海退，前者达到—70米以下的深度，后者更达到—155米的深度；两次海退之间，大约从距今4万多年时开始到距2.5万年前左右，发生海侵，海面上升到略低于现代的高度；两次大规模的海退分

别代表两个寒冷期，其间的海侵代表冰期内的转暖阶段。因而虎头梁上段剖面黑色淤泥层中孢粉数量和组合的变化，并不只是沉积条件发生改变的结果，而意味着是划分华北玉木冰期前、后期的气候标志。马兰黄土中地表以下第_个古土壤层的热发光年龄为 B·P·41_000+4800 年，表明当时沉积黄土的干寒环境曾一度中断，转变为稍为温湿的气候，与此可互相印证。

三、内蒙岱海全新世湖积层中的融冻褶皱

岱海盆地位在内蒙高原南缘，为一内陆封闭湖盆。盆地中的凉城县城，经纬度分别为 112° 24' E, 40° 28' N; 海拔约 1240 米。湖盆为一地堑型陷落区，南、北两侧山地对峙，北侧蛮汉山，最高峰 2 304 米；南侧马头山，最高峰 2100 米。盆地内全新世湖相沉积剖面中，多处发现融冻褶皱现象，凉城公沟沿和东河沿两处所见如图. 6、图 7。

东河沿剖面中，下部融冻褶皱带内淤泥的 C14 年代测定为 B. P. 6039+90 年，褶皱带以上约 50 公分处未受扰动的淤泥层 C14 年代测定为 B. P. 5085+85 年。公沟沿剖面中，上部融冻褶皱带内淤泥的 C14 年代测定为 B. P. 8005±100 年；距此褶皱带约 2 米以下的粉砂土层中，夹有灰褐色条状砂质粘土，其下 0. 5 — 1 米左右并存在另一受扰动的

以下的粉砂土层中，夹有灰褐色条状砂质粘土，其下 0.5—1 米左右并存在另一受扰动的

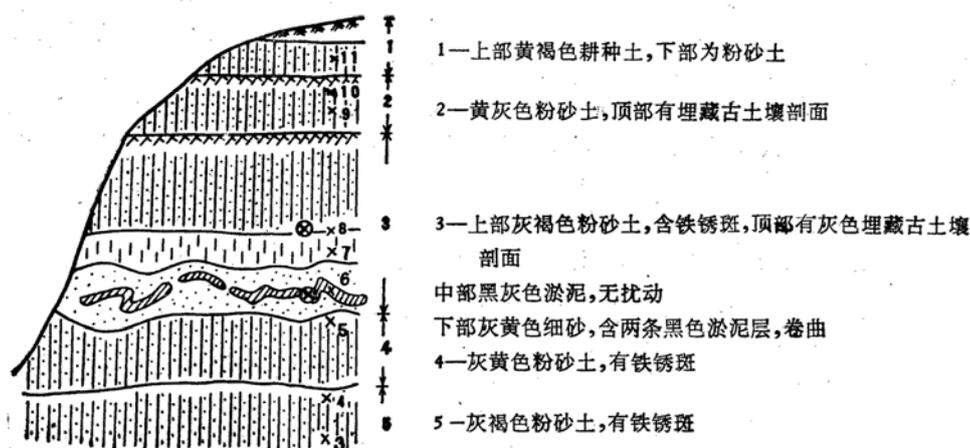


图 6 凉城东河沿沉积剖面

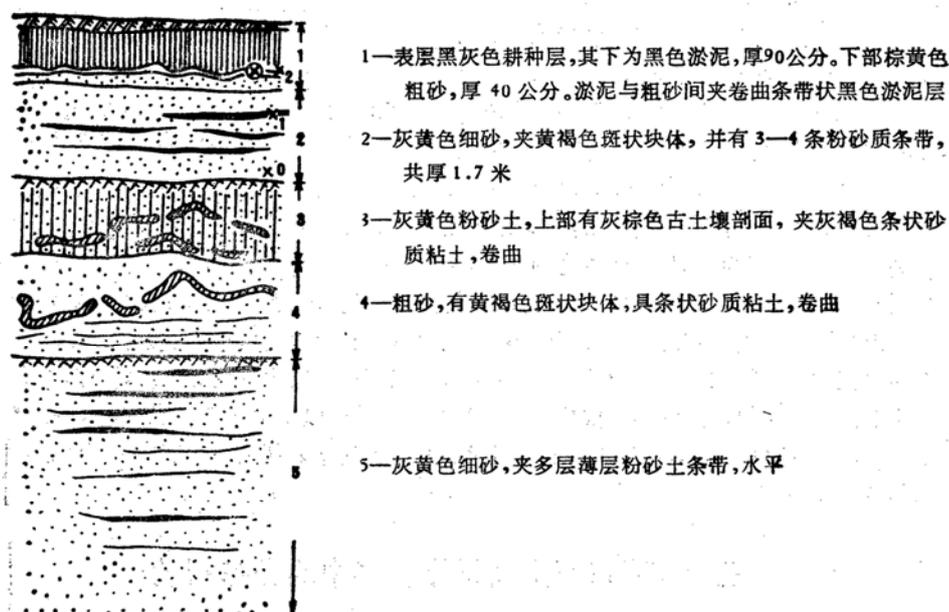


图 7 凉城公沟沿沉积剖面

砂层。根据沉积厚度以及粉砂土层的顶部存在明显古土壤发育面，从而表明沉积一度有较长时间的间断，此粉砂土层中受扰动粘土的沉积时代不晚于 B. P. 10 000 年。

公沟沿剖面上部褶皱带与下部褶皱带相距深度 3 米以上，不可能是同一次寒冷期所生成；公沟沿剖面上部褶皱与东河沿剖面中的褶皱是否分属于两个寒冷期，仅根据沉积剖面难以辨明；但据此已可确定，更新世末期以来，岱海盆地至少出现过两次或是三次年平均温降至 0. °C 附近，足以使地表存在永冻层的寒冷时期，时代分别为 B. P. 8 000 年以前，B. P. 8 000—6 000 年之间以及 B. P. 6 000 年以后。对上述剖面所作的孢粉分析证实了这一推测，并有助于进一步明确各寒、暖期的出现时期。

四、岱海全新世沉积中孢粉组合变化的气候意义

岱海盆地的现代自然植被属于温带南部草原亚地带，地带性干草原分布于阳坡 1 500 米以下，阴坡 1 300—1 400 米以下；滨湖平原及洪积扇前缘出现盐生草甸及小面积沼泽化草甸；周围山地散布着以东北白桦为主的小叶林及夏绿灌丛，1 700 米以上桦林可呈成片分布；植被受人为破坏非常严重，都属于次生性质。

公沟沿、东河沿两剖面中各层的孢粉分析表明，公沟沿各层的孢粉总数远少于东河沿各层，但两剖面中孢粉的组成成分并无明显不同。草本均以反映干草原环境的科属为主，并有香蒲属花粉及较多的水龙骨科孢子，显示了当地干草原及湖泊、沼泽环境的长期延续性；木本除少量云杉、冷杉及少量温带阔叶树：椴、榆、鹅耳枥外，主要是松与桦，并明显地以桦花粉优势带和松花粉优势带交替出现，为两剖面中孢粉组合的基本特色。

按照我国现代地带性植被的分布特征，白桦一般见于东北寒温带性针叶林带，油松为华北温带性针叶林的建群种，白桦、松优势带的交替，正显示了当地气温的凉、温更迭。B. P. 8 000±100 年以前长期属于桦优势带(图 8)，为寒凉期，公沟沿剖面下部的融冻褶皱发生于此时期内；以后增温，至 B. P. 8 000 年左右出现重大转折，进入温暖期，属于松优势带；但温暖时期保持不久，又转为桦优势带，直至 B. P. 7 000 年以后才转向温和，而公沟沿上部融冻褶皱即应发生在 B. P. 7 000—8 000 年之间；B. P. 7 000 年以后形势大变，松愈来愈占优势，且在 B. P. 6 000 年前后达到最高点，并维持着这一状况直到 B. P. 5 000 年；以后才渐趋降低，但也仅只在 B. P. 3000 年左右一度出现桦的短期优势，且当时仍具有松的成分，表示虽进入寒凉期，延续时间及降温程度都较 B. P. 7 000 年以前的寒凉期短暂、缓和(图 9)，东河沿剖面中的融冻褶皱应形成于这第三个寒凉时期中。

五、山东半岛福山和芝罘全新世海侵遗迹的气候意义

全新世以来，海面升降的幅度虽远不如更新世时期为巨大，但大范围的海侵、海退还是与全球性气候变化和冰盖消长相应的，仍不失为良好的气候变化标志。由于海面上升的趋势落后于温度上升的趋势，最高海面出现的时期应相当于高温时期的末期。

山东福山夹河下游丘家庄西北的全新世剖面中，底部洪积、坡积物之上堆积着厚约 1 米的粉砂状海滩层，该层上部可见分散分布的贝壳；下部，贝壳作层状分布。海滩层之上为

文化层(图 10)。接近海滩层底部的贝壳, C14 年龄测定为 B. P. 5 420±95 年, 取样点距地表 2. 5 米, 高出现代海平面约 15 米。

烟台芝罘岛北口的全新世沉积剖面中, 也在底部洪积、坡积物之上覆盖着含介壳的海侵层, 但层次较薄(图 11)。从距地表 0. 4—1. 0 米的贝塚取样作 C 测定, 年代为 B. P. 2 540 ±79 年, 取样点高出现代海面 14 米左右。1) 武吉华: 岱海盆地—蛮汉山地区植被, 手稿, 1962。

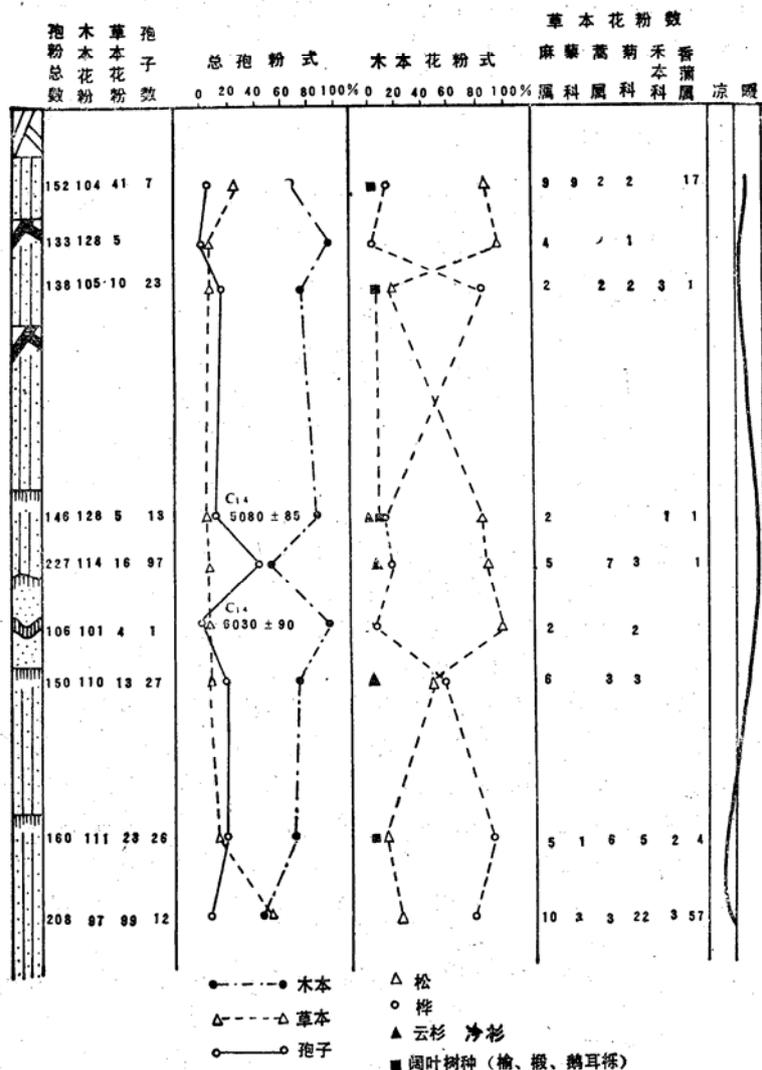


图 8 公沟沿全新世沉积物剖面孢粉式

上述两剖面中贝壳层分布的海拔高度不一定就是当时海侵所达到的绝对高度, 但这些遗迹表明: 在 B. P. 5500 年左右, 华北已处在温暖时期中, 发生海侵; 丘家庄含贝壳层的海滩沉积厚达 1 米, 表示海侵时间比较长, 此温暖时期延续比较长。B. P. 2500 年左右出现的

芝罘岛海侵，意味着另一个暖期，但规模和持续时间都不如前一次；自此以后，海平面以下降为主要趋势，标志着温度下降，再也没有能恢复到以上温暖期的水平。

六、几点结论

(一) 华北在晚更新世冰期时的气候与世界情况相应，具有前、后寒期之分，二者以

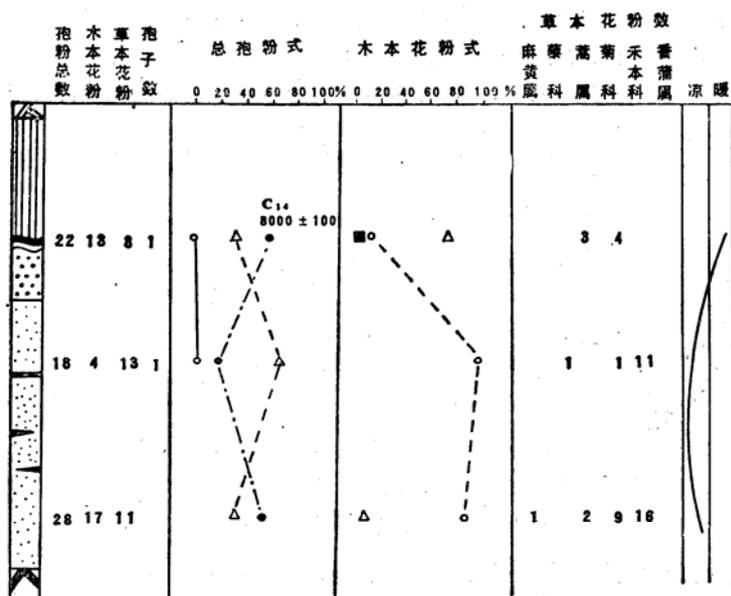


图9 东河沿全新世沉积物剖面孢粉式

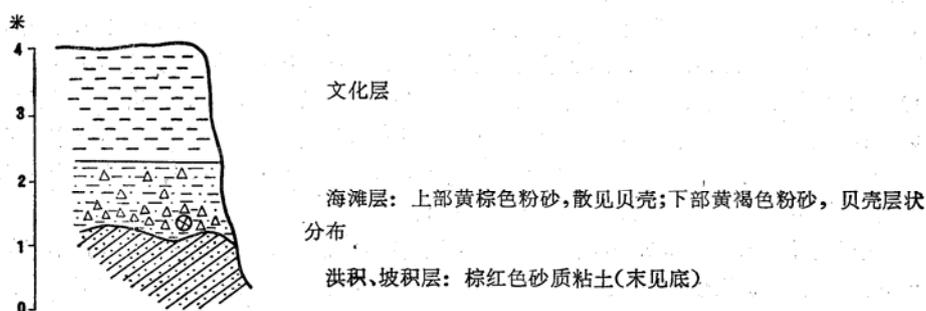


图10 山东半岛福山丘家庄全新世沉积剖面(△贝壳, ⊗C¹⁴ 采样点)

B. P. 40 000-50 000 年为分界。值得注意的是两寒期之间的相对暖期正是阳高许家窑文化层的年代。许家窑与虎头梁所处的地理位置和地貌部位极为相似，因而这一带旧石器时代的人类是在较现今稍为寒凉的气候条件下活跃于盆地中的湖滨或河谷地带。

(二) 世界许多地区，玉木后期的寒冷阶段可以划分为两个低温亚阶，两度出现最低温的

年代分别在 B. P. 20 000—25 000 (Wiirm II) 以及 B. P. 15 000—20 000 (wurm III) 左右。虎头梁冰楔和虎头梁融冻褶皱分别相当于上述两个亚阶。

(三) 某些冰缘现象只在达到一定寒冷程度时才能发生, 尤其是冰楔的形成, 要求有较低的温度, 阿拉斯加现代冰楔分布区的年平均温度都在、 -6°C 以下。我国大兴安岭现代多年冻土连续分布区南界约相当于年平均温度 -5° 线, 青藏公路沿线连续多年冻土分布区下界约相当于年平均温度 -3.5° — 4.0°C 线【11】。阳原盆地中现代年平均温为 $7-3^{\circ}\text{C}$, 虎头梁梁面与河谷底部虽有百米左右高差, 现代年平均温不会低于 6.5°C ; 玉木晚期以来因新构造运动而产生的垂直升降量对气温不致有明显影响, 因而玉木后期最冷阶段, 当地年平均温度较现代降低 $10-11^{\circ}$ 左右; 这一降幅比欧、美同纬度地区为大, 但与根据对我国东部古冰缘南界位置、雪线和山地植被下降幅度等方面的分析所作出的结论是一致的。

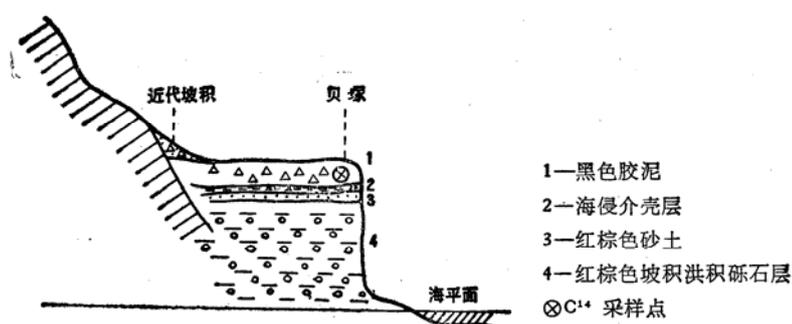


图 11 芝罘岛北口全新世沉积剖面

(四) 全新世的气温升降幅度远比晚更新世晚期为小, 岱海盆地由于纬度和高度关系, 处在年平均温 0°C 线反复通过的地区附近, 位置有利, 才得多次记录了寒冻作用的痕迹, 而寒冻作用的强度已显然比虎头梁所见为轻微。如以蛮汉山现代成片分布的白桦林在寒冷时期降落到岱海盆地内计, 高度下降近 500 米 (从 1 700 米降到 1 200 米), 即气温比现代降低 3°C 左右。凉城现代年平均气温约 4°C , 全新世寒冷期年平均气温当接近 0°C , 已足以出现融冻现象。在代表岱海温暖时期的松优势孢粉组合带中, 除含有少量桦花粉以外, 往往还含有少量云杉和其他温带阔叶树花粉, 所代表的垂直带与现代温带南部草原地带中的山地植被一致, 此地带北缘的现代年平均温度约为 $5-8^{\circ}\text{C}$ [6], 因而在温暖时期岱海盆地中的年平均温度比现在至少升高 1°C 。

(五) 华北 B. P. 3 000 年左右的寒凉时期显得短促，低温时间维持不久，不能与以前几次寒冷时期相比。这一结论正与竺可桢先生从考证我国古代文献中物候记载所得的论断相符。根据《竹书纪年》、《诗经》、《左传》等古籍，竺先生已证明，周代初年的寒冷起自公元前十、十一世纪，结束于公元前九世纪，只延续了一、二百年的时间。

(六) 一个世纪以前，Blytt 即已根据泥炭和湖泊沉积层中的植物变化，推论了欧洲冰期以后的气候变迁；根据孢粉带划分的 Blytt. Sernander 欧洲全新世气候分期，至今

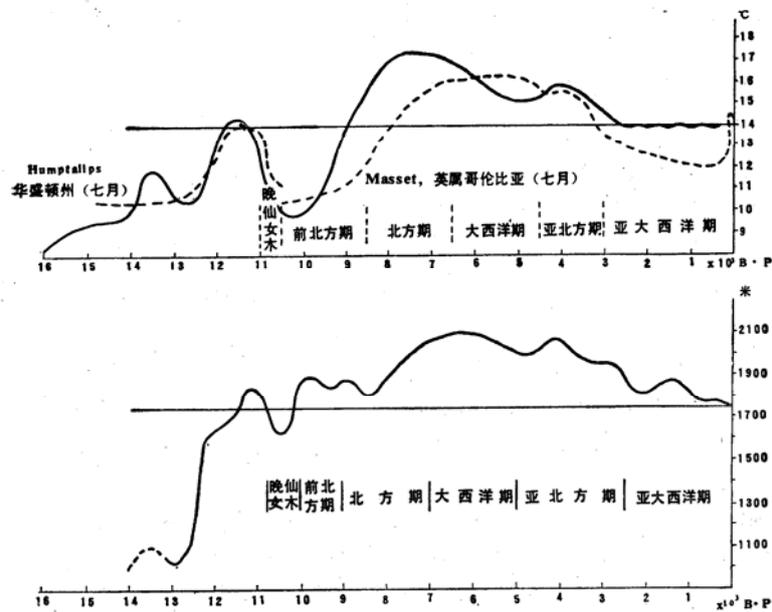


图 13 美洲全新世气温变化(据孢粉分析)(上图);欧洲阿尔卑斯树线上限高度变化(下图)

世界各地所沿用。根据本文列举的各项标志所拟定的华北全新世气候变迁过程(图 12)，总趋势与欧洲、北美的情况呈良好对应关系(图 13)。按照 Blytt—Sernander 分期，在经历

晚仙女木期(Younger Dryas)、前北方期(Pre-Boreal)后,三大洲都在 B. P. 8 000—9 000 年左右脱离寒凉气候转入温暖的北方期(Boreal),但在此时期内,欧亚气候仍有较大的凉暖变化; B. P. 8 000—7 000 年以后进入大西洋期(Atlantic),. 达到温暖最盛时期; B. P. 5 000 年左右,大西洋期结束,进入亚北方期(sub-Boreal),温暖气候开始衰退; B. P. 3 000 年以后,进入亚大西洋期(sub-Atlantic),大体接近于现代情况,但也先后出现两次寒期,其中公元 1550—1900 年的一次寒冷期超出本文所列举的标志所能讨论的范围以外,但在竺先生以及其他许多论著中都已证明它的普遍存在。

本文中 c14 龄系郑良美同志制样,国家地震局地质研究所 c14 组测。孢粉由绛廷梅、刘秋芳同志鉴定。李容全、刘增森同志参加了野外采样。本文原载《北京师范大学学报(自然科学版)》1982 年第一期 77 页—88 页

参 考 文 献

【1】 刘东生等,科学通报,23(1978),1: 1—9。

【2】 刘金陵,科学通报,25(1980),4: 177—179。

【3】 严富华等,中国孢粉学会会讯,1979。

【4】 黄宝仁,科学通报,25(1980),6: 277—278。

【5】 程国良等,地质科学,1978,3: 274—252。

【6】 中国植被编辑委员会,中国植被,科学出版社,1980

【7】 H·H. Lamb, Climate: Present, Past and Future, v01. 2, 334, 1977.

C·Emiliani, J. Geol., 74(1966), 21.

王靖泰、汪品先,地理学报,35(1980),4: 299—311

贾兰坡、卫奇,考古学报,1976,2。

王家澄等,地理学报,34(1979),1: 18—32。

张兰生,北京师范大学学报,(自然科学版),1980,1: 101—118。

竺可桢,中国科学,. 1973,2: 168—189。

THE CHANGES OF CLIMATE IN NORTH CHINA SINCE

THE LATE GLACIAL AGE OF PLEISTOCENE

Zhou Tingru, Zhang Lansheng and Li Huazhang

Abstract

Periglacial phenomena such as involution and ice-wedge are discovered by the authors in the deposits at Hu—Tou—Lian(400N, 910M), Yang—yuan County, Hebei. Province and Dai—Hai Lake basin(400N, 1240M), Inner—Mon—golia. By C—14 dating, the former belongs to the Late Pleistocene(B. P. 11, 000—27, 000)、(Fig. 1, 2, 3>

and the later Holocene(Fig. 7, 8). The results of pollen analysis for these beds are shown in fig. 9, 10(Dai—Hai)and the table(Hu: Tou: Liang)in page78.

In the coastal county Fu—Shan and i the tombolo Zhi—Fu, . Shandong Province. the authors found that marine sediments deposited On the position that 1 4-1 5 metres higher above the present sealevel. C—1 4 dating of the shells in these beds show that they Were B. P. 5420(Fu—Shan)and B. P. 2540(Zhi—Fu)seperately.

In accordance with these evidences, . the authors conclude that che wfirm Glacial. Age in North China could be devided into two stages by the relatively less—cold period B. P. 40, 000—50, 000, and tWO Cold substages could be recognized in the Late Wiirm Stage. In the coldest substage, average annual temperature Was 10 ° --

11 ° C lower than present. There are four cold periods in the H010cene in North, China, occured in B. P. 11, 000—8, 500, B. P. 3, 000 ± and A. D. 1, 550—1, 900; in the former three periods annual temperature were 3~C lower than present(Fig. 1 3, the fourth period not shown in the figure).

These process of climatic variation are comparable with that in' the midlatitudinal regions of Europe and North America

中国第四纪古地理环境的分异*

第四纪自然界的最大特点是具有轮回现象的变化，即冰期和间冰期，海侵和海退，剥蚀作用和堆积作用等交替现象，有机界也是适应于这种自然环境韵律变化而变化的。

我国处于欧亚大陆的东南部，一方面受到世界共性第四纪气候变化的影响，而另一方面也受到地区性的季风环流和寒暖海流变迁的控制，所以形成了我国自然界特有的个性，而有别于同纬位置的中欧和北美。我国第四纪气候变化和波动，在各种沉积类型中，地貌发育过程中，水系和水体变动中以及重大生物生态转变中，都有相当的反映。

我国东部季风盛行区

我国在整个第四纪时期里，位于大陆冰川外围。各个温湿期相当于世界性间冰期。其时温度增高，雨量较多，地表径流相当活跃，化学风化作用强烈，海面上升，西伯利亚高压势力减弱，北方寒潮次数减少，也不很强烈，春季亦是如此。冬春气候都变得和缓。长时亲潮势力衰退。北太平洋亚热带高压加强，形成亚热带大规模反气旋的形势。中纬度以南海流速度加强，海水温度升高，影响华南区近海气候，长时热带气旋的产生。海水大约在 28°C 以上的海区，产生台风。台风盛时，海面水温可达 29°C 以上。这时就使我国东南沿海大雨和暴流的形成，作为雕塑和堆积地貌的强大营力。

寒冷阶段，北极区大陆冰川强烈扩展，永冻带、苔原带，到达我国东北区。气候寒冷，影响我国东部地区，‘不过影响的形式和程度有所不同。全部气候带向赤道方向移动。其时海水东退，大陆度增加。北方风积作用变强，而南方继续进行富铝化的风化作用。

1·早更新世

(1) 东北区

更新世之初，东北山地沿着东北—西南向的构造线，继续发生块状断裂隆起和下降。同时沿断裂线伴随着火山熔岩流的喷发。大部是属锥形火山，规模不如第三纪。流水堆积松散物质，主要分布于周围斜坡地区。平原南部，有青灰色粘土层，相当于华北“泥河湾”层。三江平原有一套青灰色砾质砂层，可能亦是同时期的产物。

东北低山平原满布吐尔加依落叶阔叶林。其中包括核桃、山毛榉 (*Eagus longipe-tiolata*)、鹅耳枥、(*CarpIntlsturczanincwii*)、椴、槭等，并有针叶树种类如水杉 (*Meta-sequiciaglyptestrcbcides*) 等。在温带混合林中，动物繁盛，但这温暖时期很快转到寒冷阶段。

中期寒玲阶段，北冰洋的浮冰进入日本海。大小兴安岭北部和札赉诺尔等地受西伯利亚永冬冻土带的侵进，东北气候变得寒冷，大体可分为两个地带：④永久冻土苔原带：分布在东北最北端一块不大的面积，堆积巨砾碎石，组成波状丘陵。山下平原上，生（本文原载《地理科学》第3卷第3期1983年9月‘191—204页）长草甸植物。低位沼泽与湖泊四散分布。当时动物是适于极地生长的种类，如猛犸象 (*Mammuthus Burnett*)、披毛犀 (*Coelodonzaantiquitatis*)、驼鹿 (*AzCesalcess*) 等。这些动物的生态特点，表现具有在雪地上行走和生活的能力。②局部冻土苔原森林带。大兴安岭南段生长以亚寒带针叶林为主的泰加林带。各种鼠类鼬科北方狐等栖息于林间或觅食于草地之间。低山丘陵带都是针—阔叶混交林。东北平原则为森林草甸，多沼泽。排水较好的高地，生长森林。

后期暖湿阶段，东北平原阶地有为红色砾石层所组成，并为三氧化二铁及高岭土所胶积。松辽平原沉积中含有带红色的铁盘，可以看出气候湿热化。平原区动物化石有梅氏犀 (*RhiocerDs mereri*) 的存在，而无披毛犀出现。而广大东北地区根据植物化石推断，可能属于以落叶阔叶为主的温带森林景观。

早更新世末期为寒冷阶段，相当于民德尔冰期。大兴安岭北部沉积中，尚未出现冰缘现象，但在平原中沉积顶部，堆积早期黄土，显示干寒气候。这种黄土状物质向西延展，相变为沙层堆积。

随着干燥气候的演进，出现许多蒙古—达乌尔系统的草原植物，同时也有草原上奔驰的野马 (*Equus przewazskii*)、野牛和羚羊 (*Gazella Lichtenstein*) 等。

(2) 华北区

第四纪早期的温湿阶段，华北山地发生不等量的断块上升运动。河流侵蚀谷地，透露风化壳和基岩，而在盆地里堆积不同色泽的沉积层。低洼地区，湖相沉积发育。

早更新世三门组是一种杂色砂砾冲积层，砾石粗大，磨圆极佳，表示流水激烈，可作为

气候湿润标志来看。联同泥河湾层下部红色湖相沉积中所含大量动物化石，有一部分喜食嫩叶的森林动物，另有几种栖居于草原上的动物。山西上榆社的动物群，表现出更多喜干暖的种类。

华北临海的山东和辽东半岛有红色土的分布，可能接受海洋影响较强。特别在海侵期，森林生长较内地浓密，继承着新第三纪“山旺系”植物群，并和针叶树混生在一起，其中温带落叶树成分显著占优势。早更新世华北平原东部有二次海侵进入内陆，气候明显变得温暖。

华北和东北相互一致地出现中期干冷阶段。可以陕甘一带出现午城黄土的堆积为代表。其物质来源可能是风积黄土和再堆积的风化壳混合物，经风或暴雨冲刷叠置而成。指示自然环境的植物有松及禾本科孢粉。动物有长鼻三趾马(*Proboscidea parvifrons*)、中国貉(*Nyctereutes sinensis*)等，而啮齿类为数尚少。

晚期温湿阶段可能属于冰期以后的间冰期。黄土的粘化和聚结厚层石灰结核，以及湿生植物的孢粉组合，都反映这一时期的气候暖湿特点。

早更新世末期，山地上升，平原下降。此时离石黄土开始堆积，代表进入另一个比较干冷阶段。平原区冲积和湖积物进行堆积，并有泥炭和黑土或草甸土的发育。沉积中不出现铁锰结核。

(3) 华中区

本区在亚热带湿热气候条件下，进行堆积作用并有硅铝风化壳的形成。江南丘陵出现中更新世的网纹红土，是长期稳定湿热气候的标志。

从上新世开始，长江中下游似已变得比中新世(洞玄观层堆积期)为湿润，由于这里夏季风和大陆气旋活动影响加强，使原来亚热带高压带控制下的疏林草原，已逐渐为亚热带落叶阔叶和常绿阔叶混交林所代替。南京雨花台砾石层为古河床堆积。砾石多未胶结，火成岩砾石的风化程度较深，其中夹有虫状白条的红粘土，反映出亚热带的成土气候条件。这一砾石层可与赣江底部砾石层对比。那时鄱阳湖和洞庭湖一样都是江流贯穿的冲积平原。

植被种类以湘阴“古塔圪”泥炭层中孢粉组合为代表。其中落叶阔叶树如胡桃、鹅耳枥、桤木(*Alnus cremastogyne*)、枫香、山毛榉等类，也混生常绿阔叶种类如木兰(*Magnolia*)、樟属、山茶、冬青(*Ilex chinensis*)等；针叶树中有松(*Pinus*)、油杉、铁杉等。浓密森林

中居住着熊猫、爪兽、南方马、水鹿、野猪，各种鹿、牛、中国犀、剑齿象、南方古猿等。

(4) 华南区

原属热带南林广布区，由于季风强盛，雨林成分中具有季节变化的特点。海南岛“白石岭砾岩系”中，含炭质页岩以褐炭层，及夹有暗红色铁盘。岛上新第三纪玄武岩面上，砖红壤风化壳和浅海沉积所发育的砖红壤都表明这一带沉积在更新世初，常是一种富铁铝化型的风化产物，华南区细分又可划成两个部分：内陆部分(桂南、滇南)在开放景观条件下进行堆积作用，并形成淋溶型的风化层，还有较干燥风化状态的物质。其次缘海部分(粤桂沿海)，当退海期间。大陆架上产生陆面的侵蚀作用，并有阶地和岬角的形成。

植被类型大致以北纬 24。为界；以北到南岭为亚热带常绿林为主的落叶阔叶混合林，该线以南为热带夏绿林。 根据各地发现化石，森林居住动物有前东方剑齿象、云南马(*Equus yunnanensis* Colberz)等。 洞穴堆积中有水牛、纳马象、云南马并有三棱齿象、古剑齿象，还有巨猿(图 1)。

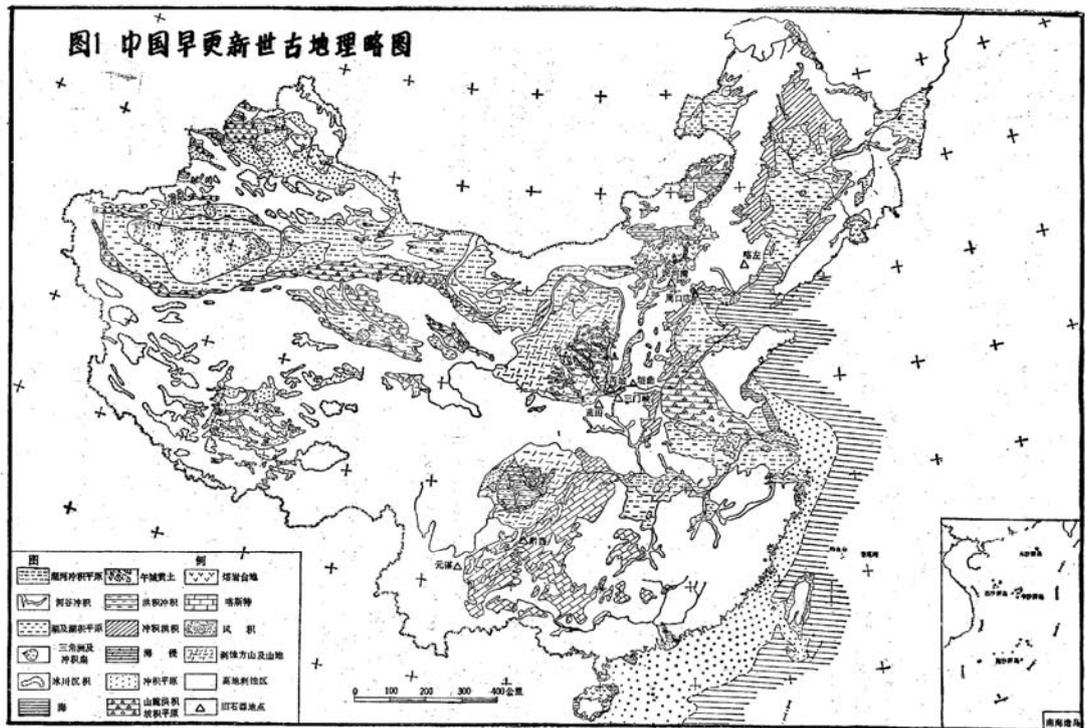
2· 中更新世

(1) 东北区

中更新世初期，我国东北地区，地壳运动加剧，小兴安岭不对称地上升；松辽分水岭开始隆起。同时平原中西部，继承古老拗陷性质而缓慢下降；山麓分布棕红土、粘壤土；而在平原中部广泛分布淤泥质粘土，属于湖泊沼泽相沉积。由此推论松辽平原南部在中更新世前期可能为内陆湖泊。

中更新世前期，东北的植物化石是以桦木、枫杨、赤杨(*Alnus[~]aponica*)及松等种类组成温带落叶阔叶林。其中桦树起过很大作用。动物化石有梅氏犀、梅氏鹿，都是代表温和气候的动物群。湖泊与河流相迭置地方，繁生泽泻、睡莲等水生植物。从土壤资料证明，克山残丘上的土壤证明从更新世以来，不断发育这种草甸原生景观。长春和四平街之间的河谷剖面就有中更新世古的埋藏黑土。顾乡屯建造的下部，发现介壳与胡桃以及许多哺乳动物化石如犀牛、野驴、各种鹿及野猪等。

中更新世后期，气候发生极大的变化，西伯利亚扩展永冻土范围。北极海盆已经



大。融冰季节冷洋流可挟浮冰经白令海直接南下，影响我国东部气候。同时东西伯利亚永久冻土再度侵入我国东北北部。以大小兴安岭北端灰色山麓砾石层为代表，属于融冻土性质。其上堆积黄土状或黄褐色亚砂土及细砂。表明中更新世晚期气候特别干燥，草原化过程加强，平原森林暂时消失。黄土状沙粘土中脊椎动物群仍为披毛，猛犸象动物群化石。

(2) 华北区

华北平原各种堆积中，以周口店洞穴裂隙堆积研究较详，代表温和气候下的产物。至于红色土的堆积，分布广泛，山东和辽东接近海洋，红色土分布尤为重要，特别在海侵期，森林生长较内地浓密。可能是以落叶阔叶树分布为主的地区。

华北西部的山西汾河流域，中更新统的红色土层中夹有洪积坡积的沙砾层，有时出现泥灰岩层，并有显著的埋藏土。这可以说明红色土堆积的过渡地区。

中更新世晚期，黄土高原上的离石黄土的沉积表现出气候从温湿过程趋于干冷。黄土成分不均匀，夹有沙及浑圆小砾石，在剖面中，含有碳酸岩和石膏。孢粉组合以禾本科为主，为一种草原环境。但是间夹有 27 层埋藏土，是一种棕红色、褐色土型的土层，是在较温暖稍湿润气候下形成的，可见在离石黄土堆积期曾有过多次湿润和寒干两种气候条件的波动，其频率是由老到新逐渐减少的。由此可以推论干草原和湿生草原或稀树草原之间的交替。到

中更新世末期，最上部的离石黄土为灰黄色堆积，和晚更新世的马兰黄土很少区别，是一种显得干燥的草原环境中的产物。

(3) 华中区

本区北部秦岭—淮河部分具有强烈的过渡性特点。秦岭北坡兰田公王岭砾石层，属湿润环境下的流水沉积物，上部红土层中，含猿人化石及脊椎动物化石，并夹埋藏土，钙化程度较差，结核多成薄层，分布零散。但北部的陈家窝村的红土层，钙化程度很深，形成很厚的硬板钙积层。红色土层中有六层埋藏土，色泽鲜艳。沉积的气候条件是由湿润—干湿交替—干燥的顺序。从动物化石看，中更新世暖湿期，公王岭动物化石群中的种类，过去并未见于秦岭以北的地区。当时夏季喜暖动物可以穿越到秦岭北坡为止。中更新世末期，稍北的陈家窝子黄土堆积中也未见到这种喜暖动物，而以草原种类独占优势。可能秦岭北麓就是华中的北界。

中更新统前期，东部淮北平原广泛分布粘土沉积，其中夹有铁锰结核。湖泊沼泽范围比现在还大。铜山洞穴堆积中，有松鼠科(Ciuridae)、豪猪科(Hystricidae)、猕猴、熊猫，纳马古象、中国犀和水牛(Megaceros)，完全是一种较湿润的气候。长江中下游流域，气候进入很长的暖湿期。夏季湿热风化作用十分强烈。沉积类型以网纹红土砾石层为主，厚度特大。喀斯特区多岩洞发育和裂隙充填，尤以网纹红土构成山地坡面，丘陵岗地顶面的堆积。被冲刷下来的物质，就是那些赫红色蠕虫状沙粘土，包含许多巨大砾石。低缓的斜坡上常见残留红色风化壳。从整个华中区来说，植被分布都以亚热带常绿阔叶和落叶阔叶混交林为代表。森林中居住着大熊猫、剑齿象，常分布于平原与山麓交界的地方。一般来说，在南方中更新世的气候没有太热或过冷的变化，气候影响是比较稳定的。

(4) 华南区

广东雷州半岛及合浦一带的北海组是一套以石英砾为主，具有蠕虫状斑纹红土砾石层。它是河流成因的冲积物，时代可能属于中更新世前期。华南石灰岩区喀斯特化极为强烈。如桂林芦笛岩穴与漓江最高阶地相当。判明洞穴属于中更新世时代。广东北江峰林剥蚀平原，由网纹砾石组成。二级阶地上的峰林洞穴时代相当于中更新世晚期马坝人及大熊猫—剑齿象动物群的时代。两广石灰岩洞中，还发现很多巨猿、猩猩(Simias L.)和巨猿等化石(图2)。

3. 晚更新世

(1) 东北区

晚更新世前期，气候转暖，冻土衰退，气候相当于间冰期。其时松花江已切穿东部山地，袭夺了牡丹江而入黑龙江。因此平原中部湖泊大为缩小。沼泽众多出现。植物中桦树已显著减少，而代以湿生灌丛草甸。山地恢复针阔叶混交林。林间除原有森林鸟兽居住外，还有南方水牛等混处其间。东北大平原多猛犸象、披毛犀，野马、赤鹿、大角鹿、黄羊野牛等草原动物。

‘晚期寒冻阶段，东亚北部受西伯利亚大陆冰川低温的影响，大兴安岭和扎赉诺尔盆地形成苔原带或永久冻土带；而在大兴安岭南段和东北大平原是属于寒温带，以针叶为主的地区。

苔原带出现永久冻土，发育冻缘地貌。这里生长矮生灌丛，冬季长期积雪，夏季表土融解。使这个生境有苔原动物的存在，如少数猛犸象、驼鹿。原始牛、麝鹿等依赖灌丛草类为生。东北大平原可以顾乡屯组沉积为代表。具有交错层理的黄色粗粒层中，含丰富的植物及哺乳类化石。哺乳类主属猛犸象一披毛犀群。沉积层的沙粒，略具棱角，多为石英质，属冻土区运来的物质：在这个环境下，湖沼大量发育。山麓分布洪积砾石层。

最后的干寒阶段风力堆积强盛；大平原西部砂丘起伏，其前端分布大面积的黄土状物质。大平原的黄土状物质东部含沙量少而西部多，碳酸盐含量东部小于西部，黄土层中盛产猛犸象、披毛犀。化石也有从内蒙进入的鸵鸟(*Struthio camelus*)、骆驼、野牛、羚羊等。

(2) 华北区

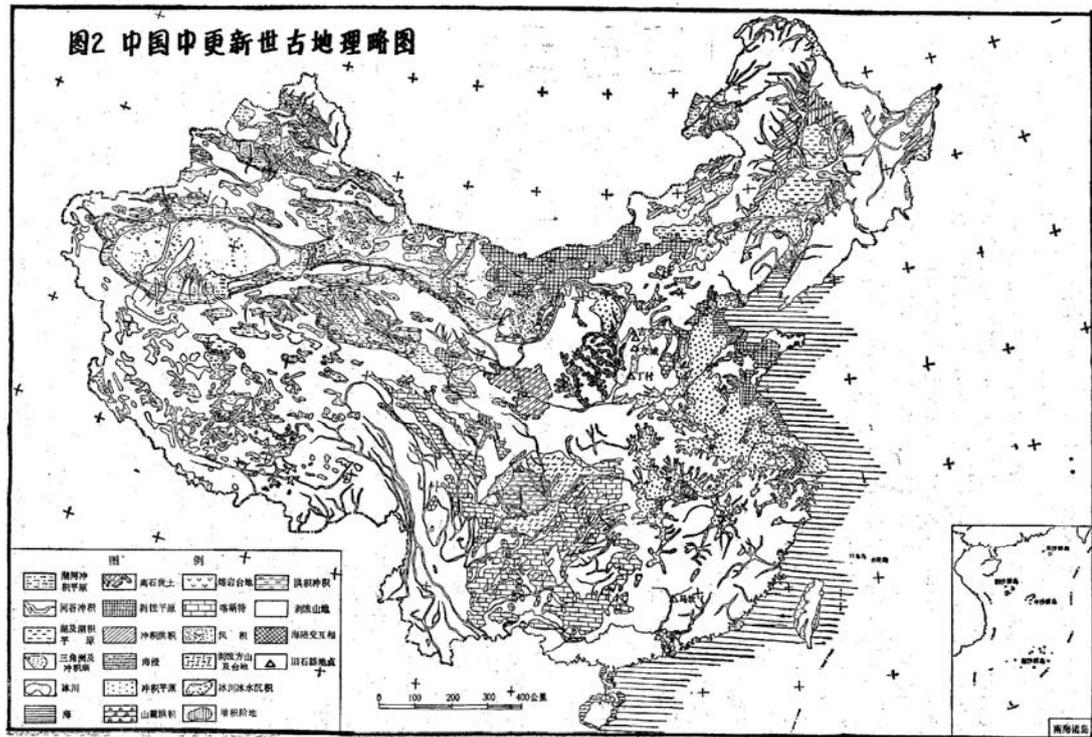
晚更新世初，华北地区山地构造抬升，侵蚀复活，气候比较湿润，水系相当发育，低洼平原多冲积物的堆积与湖泊的发育。由于距海远近的差别，湿润度亦有自西至东递增的趋势。

华北西部陕甘高原，在离石黄土堆积面上以侵蚀作用占优势。而在河谷洼地，常见萨拉乌苏组为代表的河湖相沉积，山麓带继续堆积洪积物和河流砾石层。萨拉乌苏组含有完整的纳马象、犀牛、王氏、水牛(*Bubalus wansioei*)。等化石。

华北平原沉积，常以比较细的河湖相为代表。河北迁安灰白。色沙层及泥岩中含有晚更新世早期的标准化石如纳马象、鬣狗和野马等。在植物方面有榆、柳等种属，比内地更为

温湿一些。

晚更新世后期，转为干寒阶段。华北陕甘一带堆积极厚的马兰黄土。黄土堆积与海退期相符。东部边缘浅海大陆架出露海面，增加内陆的干燥度。黄土带向南延展到淮河上



中游直达南京、芜湖到太湖北的溧阳为止。这种变化符合手动植物的迁移，以及草原群落，占优势的特点。黄土中含有大量蒿属. (*Artemisia*)、禾本科、藜科(*Chenopariafeae*)的孢粉。至于木本植物包括冷杉(*Abies fabri*)、鹅耳枥、榛(*Corylus hererophyll* 口)、柳以及林下蕨类和苔藓，显然不与草原种类同一群落，可能是代表耸立在黄土堆积面以上的，岛山植物群。动物化石以啮齿类、偶蹄类为主，亦有田鼠和鸵鸟蛋化石碎片。特别是麝鼠(*Myospalax Laxmann*)充分发展，以草原为其主要生态环境。

当时华北平原是黄土搬运和堆积相互作用的地区，只发育黄土状物质，大部分为后期沼泽化和草甸化作用所改变。平原上也有盐沼出现，到处奔驰着扁角鹿、披毛犀、野驴、王氏水牛、普氏马、鬣狗(*Ictiherium Wagner*)等

(3) 华中区

北亚热带秦淮部分，仍有冷暖之分。温湿亚期，发育红色风化壳并多红土堆积。红土化作用似以中更新世前期略弱一些。后期干寒，在有限湿度条件下，蒸发量增大，冲积及湖积层中含有钙质，在坡积层亦有部分红土发育。高山地区寒冻风化作用相当强烈，多碎石沉积。秦岭太白山耸立最高，高度为 3900 米，雪线为 3500 米。雪线以上有完整的冰蚀地貌。这里的古冰川遗迹，已被许多地学工作者所证实。淮河平原东侧和长江下游三角洲平原，海水上升，海区扩展。到后期海水逐渐东撤，除海滨和沼泽泻湖外，波状起伏的侵蚀面上成为黄土和黄土状物质广泛分布的场所。江淮之间，大约林界下限 200 米以下的丘陵孤山及山坡面上均为黄土草原所侵占。到冰后期，气候转暖，产生壤质化，便形成黄褐色不具层理的下蜀粘土。

晚更新世，华中的大部还是较暖湿的地区，很多原先分布在华北的落叶树种，都迁移到这里来。例如，今天还活着的水杉、山桃核(*Carya Cathayensis*)、鹅掌楸(*Liriodendron chinense*)和檫木(*Sassafras tzumu*)，都在这里保留下来。

亚热带南部，虽然偶尔受到寒潮势力的影响，但也限于一定的路线，大部地区还是很温暖的。长阳、贵阳、曲江石灰岩洞中发现真人化石和大熊猫—剑齿象动物群共生。

(4) 华南区

两广及台湾地区具有比较稳定的湿热环境。冲积相的红色粘土和砾石层的厚度很大。风化作用都很活跃。但不如更新世中期那样深刻，所夹铁锰结核与铁盘亦不如前一阶段多和厚，色泽亦较浅。台湾东部晚更新世早期“密留宁”海相高阶地堆积，岩性属赭色粘土及砾石，含软体动物化石。此后海水退出，该岛与大陆联结起来，许多晚期动物群互相交往，大陆架区进行陆相沉积作用。海南岛在晚更新世，地壳大面积间歇隆起时，形成 20—30 米和 8~12 米两级阶地。其时琼雷地区产生第三期火山喷发。晚更新世海退阶段，使海平面相对隆起 20~25 米。内陆溶洞堆积十分发达，溶洞见于石屏、建水、会平、蒙自、马关，邱北、广南、富宁、西畴、麻栗坡等地。如西畴李明洞、文山三元洞、广西六郎洞、邱北洗马圪都含有磷矿沉积。森林主要由雨林性常绿阔叶林、常绿阔叶—落叶阔叶混交林、雨林组成。主要树种有壳斗科的青冈、栎属(*Quercus*)、栲属(*Castanopsis*)、山茶科(*Theaceae*)、樟科(*Lauraceae*)、金缕梅科(*Hamamelidaceae*)、龙脑香科、大戟科、无患子科

(Sapindaceae)、棕榈科(Pal-mae)、蕃荔枝科(Annonaceae)、芭蕉科(Musaceae)等。森林中有各种灵长类、树枝啮齿类的松鼠属(Sciurus)、各种灵猫(Vioerra zibetha exp. ectata Colbert&Hooier), 后者是林商最活跃的食肉兽。又有巨大的亚洲象(. Elephas maximus)。引入注意的是适合雨林生活美丽的孔雀(Faromu. ticus)。东部沿海地区有红树林和肉质有刺灌丛。海边与河岸繁殖两栖爬行动物(图3)。

4. 全新世时期

更新世以后, 气候转暖。西伯利亚冰川开始消退。中国东部的气候有显著的改变。各个地带向北迁移, 回复到更新世中期的位置。

(1), 东北区

东北泰加林地带由于夏季风侵入频繁, 气候变得比晚更新世温暖。部分冰垮土变成岛状分布。许多更新世动物群的种类已告绝迹, 而有内蒙区系的若干南方种属侵入进来。东北平原冻土衰退, 风沙逐渐为植物所固定, 地面径流发生变化, 沼泽化和草甸化强烈发展。沉积中多泥炭和黑土为本地带的主要特征。

(2) 华北区

全新世初期, 气候转暖, 草原向西北退去, 代表温暖气候的动物群向华北移动。香猫、鬣狗出现在北京周口店山顶洞里。华北平原邻近山地马兰黄土在较温热气候条件下, 经强烈风化和淋滤变为棕色和红棕色粉砂层, 其中含有粗大的石灰结核。大部分黄土状物质被冲刷成为坡积黄土、洪积黄土。其中夹有基岩碎片或多透镜状的沙砾层, 大部已失去标准黄土的特性。当时华北大平原留有若干巨大湖泊, 后来河流泛滥改道, 使一部分古老湖沼被冲积物所填平。较老的冲积平原上, 生长干草原植物, 也有一些中性型草原。湖泊边上生长香蒲、芦苇等挺生植物, 中心部则多狸藻等漂浮植物。历久, 湖沼中累积植物残体, 得不到完全分解, 堆成泥炭。导致灰藓(Hypnum cupeessi [or 一)、苔草(Care montana)、唐松草(Thalictrum quilegi [olium)和沼生植物大量出现, 形成低位芦苇—灰藓沼泽类型。当最适宜的温湿期(大西洋期)华北平原洼地具有卑湿的沼泽景观。芦苇丛中常为四不象、野猪、水獭栖息之所。平原开发以后, 四不象绝迹。

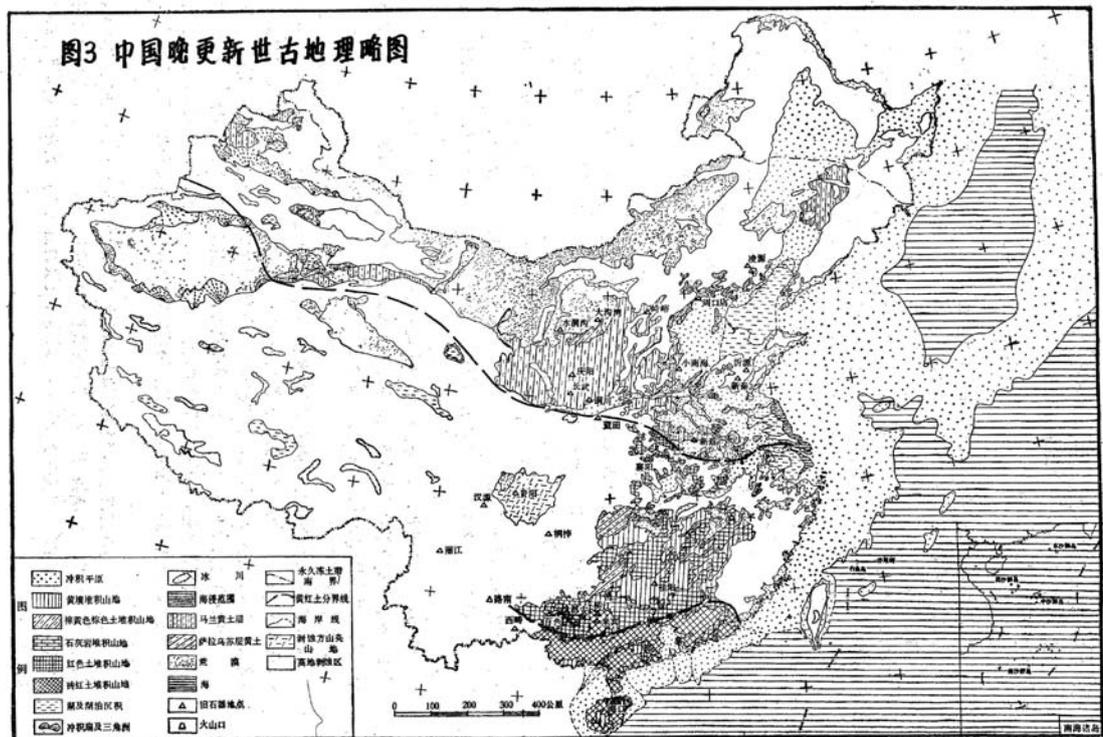
华北东部山东半岛, 全新统大部堆积物呈棕褐色。所有高位冲积物和坡积物以及在(没有

地下水参与下而形成的残积，亦都具有相似的特征，这是由于濒海的强烈风化作用、脱硅酸盐作用和形成褐色森林土的原因。

华中区

华中北部的淮河流域，随着暖气团的推进，使原来水上堆积的“咸咀组”（黄土）发生改变，成为颜色浅黄、微红、淡红色粘土，底部沙质中有成层的石灰结核，有时连结成网状或树枝状，显然受全新世初期湿热气候的影响。当海侵时平原上普遍存在冲积与湖积的分布。当时湖泊比现代更为广泛。当大西洋期以后，海水逐渐退却，形成射阳河一带的泻湖沼泽地带。黄河北部还有一些浅碟形盆地，接受“路口层”的堆积，分布面积很大。在后期海退过程中，滨海平原造成阶地，面上发育极薄的冲积层，且有陆相介形虫化石和植物碎屑、泥炭等。

长江中下游包括江汉平原、洞庭盆地和鄱阳盆地，均有全新世初期冲积成因的堆积。平原上全新世冲积—湖积物均极薄。诸大河夹沙填积很高。湖泊面积缩小。近代洞庭湖堆积以灰黄色含有铁锰结核的沙土为主，有时夹有很软的粘土夹层，此外还有局部牛轭湖相的堆积。



浙闽山地各种近代沉积类型均齐全。由于受近期海面升降的影响，河谷下游都可发现埋伏的

阶地。华中南是较湿热的地理环境，植物类型为阔叶落叶和常绿阔叶混交林。

(4) 华南区

全新世时期，华南沉积物以强烈化学风化作用占优势。喀斯特化在石灰岩区亦在剧烈进行。新石器时代，启民刀耕火种，森林受到破坏，剥蚀率和堆积率数倍增加。土滑、土塌和其它块体运动成为山坡发育过程中的主要因素之一。最强烈的刻蚀作用，特别限于抵抗较弱的自垩—第三纪红色层和阶地堆积。海岸平原与三角洲由于海侵原因加速度地进行堆积作用。全新世最后的五千年是冲积平原和三角洲的主要形成期。其沉积主要为粘土。沿海的海堤脊表明古代和现代沉积物的变迁情况。只有沙源丰富和强烈的向岸风地区。才有沙的堆积和沙丘形态的发育(图4)。

二、西北干旱地区

在整个第四纪时期，西北已形成明显的内陆性和干燥条件的自然地理环境。内蒙部分向半干燥的草原方向发展；而新疆的大部是向着干燥荒漠方向发展。虽然第四纪内还有干旱和稍湿润的变化，但总的干旱发展趋势没有改变。

1. 内蒙草原区

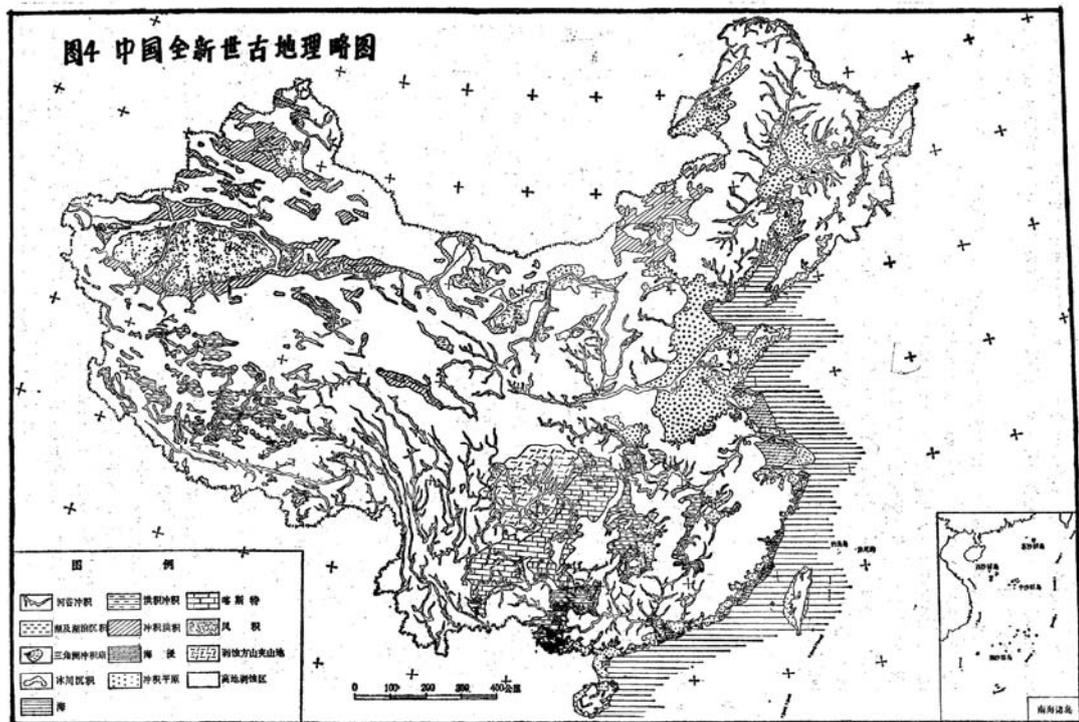
阴山和狼山以南的内蒙高原，更新世初期，断裂下陷的湖盆四散分布。熔岩台地上的火山再喷发、呈马蹄状的火山锥。台地间的低洼地，堆积从高处冲刷下来的古风化壳和岩屑组成的红土，表面有铁锰胶膜。坡积中以细土为主，表明地形落差还不太大。高地植物生长比较茂密。这时期生物化学作用进行得还算强烈，夏季炎热，稍丰富的降水，使淋溶作用可能发生；而冬季相当干燥，淋洗转弱。次生粘土矿物的拜来石和伊利石占优势，就是这种半湿润半干燥气候的标志。鄂尔多斯台地堆积保德期红土。其上为早更新统的红色土。后者物源可能由三趾马红土或前期风化壳所提供，并填平了无数凸起和凹陷，改造成为高原面貌。

更新世中期，大陆性气候加剧，夏季暴雨增多。山地构造上升，剥蚀过程和短程洪积搬运，显得特别重要。但细土沉积物的性质还是和中性硅铝壳近似。这些都表示东部季风边缘区的森林草原向草原过渡的特性。

更新世晚期，夏雨减少，冬季变得更为干寒，强烈北风堆积马兰黄土，其时属于典型的草原气候。黄土受积雪和冻土融解作用，发育为广泛分布的坡积黄土。当时湖水面下降，湖

岸露出陆地与湖成平原。风砂堆积亦很重要。更新世末，山区还出现永久冻土，岩海和岩流常有所见。

到全新世，天气转暖，冰冻带北移，草原重新占领了本区。山地生长森林，湖水上升，但还不能恢复到中更新世时期的水位。高原面上，进行生草过程、钙化过程和盐渍化过程，发育代表草原特征的栗钙土型土壤。阴山以北的内蒙区，与南部情况有所不同。第四纪时，已变得草原化，大部属于内陆流域，干燥剥蚀作用显得非常重要。后来，温带草原愈趋干燥。沙砾洪积物占绝对优势。这些碎屑沉积，主要分布在山麓平原和山间盆地。有些低山河道水源缺乏逐渐干涸，并形成干谷系统。至于广大盆地的中央部分，由于水力不足，新的沉积作用已经停止。到更



新世晚期，残存在平原上与洼地里的沉积受到强烈风蚀，平原基岩裸露，又受到寒冻碎裂作用，产生细小的物质。其时北风强劲，沙土飞扬，而在阴山北部，堆积波状新月型砂丘和纵向砂垄。全新世时北部草原变得稍为湿润，砂丘密生灌丛与草类，沙丘趋向固定。由于后来人类放牧过度，以至风沙再起。在第四纪干燥期间，草原植物大部是临近山区的草本植物逐渐旱生化的结果，草原上高草密生。有和东北相似的草原动物群奔驰于草丛之间。

湖泊中繁生沼螺和平卷螺等。

2. 内陆荒漠区

西部甘、新一带，许多环绕内陆盆地的山脉上升特高，水气进入盆地逐渐减小，因而争必然向荒漠方向发展。

第四纪祁连山、阿尔泰、天山、昆仑山发生 3~4 次冰川，山前凹陷中组成的磨拉石沉积特别发达。山麓洪积、冲积平原日益变宽。阿尔泰山山前台地上堆积上新统一第四系的砾石层，由河道一直带到准噶尔盆地的南部。阿尔泰山和三个泉子之间的广大地区，还覆有第四纪初期的三角洲沉积，后来额尔齐斯河沿山麓断裂带切成深峡，阻止了山地输送下来的物质，改道外流。由于风蚀和水蚀作用，使山前沉积变薄。相反，准噶尔盆地南缘的天山，上升程度虽较阿尔泰山高，但大量物质充填在年青褶皱带的向斜部分，一部分沙砾组成大河三角洲在山前联合成为巨大山前平原。天山高处第四纪早期即发育半覆盖冰川和谷冰川。天山北坡山势峻拔，许多冰川遗迹已被侵蚀作用所破坏，但在某种适宜条件下，最大谷冰川可延伸到山麓平原上。平原中部，生长一些灌木，表现着荒漠气候的特点。北疆土生种琵琶柴和铁线莲等起着灌木荒漠中的主要作用。荒漠边缘分布白琐琐，显示受中亚荒漠的影响。而石质戈壁上的黑琐琐，则又表现为蒙古植物区系的侵入。

南疆盆地是巨大的封闭盆地，堆积极厚的陆相沉积。第四纪开始就是荒漠性气候，地层中夹有石膏和盐的结晶。平原向北微倾斜，从水系分布型式可以看出，这和昆仑山隆起特高和带下大量物质有关。平原缓坦面貌为高大沙丘所破坏。沙漠中心分布的那些综合新月型沙丘都是古老风成地貌要素，可能在第四纪初期已广泛发展。沙丘移动变化主要受强大蒙古高压风系的影响。

天山和昆仑山早更新世冰期的冰川作用规模最大，因受后期的侵蚀和破坏，失去固有终积垄形态。更新世晚期冰积直向高山退缩。南疆古风化壳在嘎顺戈壁低山区广泛分布的残积层为风化碎石所覆盖，得到完好保存，表明第四纪该区地形的稳定性和少雨的古地理背景。

青藏高原干寒区

青藏高原第四纪初期继续上升，但幅度并不很大。1966 年—1968 年在珠穆朗玛峰第四纪地层中，采集了植物化石和孢粉化石，探讨了四次冰期和三次间冰期的交替，并结合各

冰期、古雪线的遗迹，考虑了气候变化对植被和雪线的影响以及各时代山体上升幅度[6]。高山隆起有阶段性，并有后期加快现象。高山隆起屏障了东南亚季风环流深入高原内部，使高山冰川面积缩小，湖泊变咸；原有岩溶的峰林地貌遭受寒冻和风力所破坏。藏北永久冻土的面积扩大。高原面上的植被大部分属贴生在地面疏生垫状植物，其中有部分从北部荒漠区登上高原的。植被形成高寒的生态特性。高原动物群仍属于古北区，动物身披厚毛，啮食贫瘠草类，使颞骨发达，形成适于寒冻高原的特殊动物群落。

A w. Grabau 尝称西藏是人类发源地(Tibet:.. The origin of mⁿ)。最近西藏一考察队在霍霍西里、黑河及其它高原地方发现过类似旧石器遗物，形制与黄河流域相同。邻近高原地区如喜马拉雅山南麓丘陵地，拉达克及喀什米尔河谷地都发现过史前遗留的石器和人类骨骼及动物化石碎片。可见高原隆起使环境逐渐变化。但突变到和今天相似的生境，似乎尚在第四纪后期才开始的。

参 考 文 献

- 【1】B. A. 科夫达：黑龙江地区土壤发生特点，黑龙江流域综合考察学术报告，第1集，1958。中国土壤与自然条件概论，科学出版社，1960
- 【2】E. Licen【&P. Teihsrde Charden; Geol. gical Observation、in Northerm Msnchuria and Barga(Aailar)Bull. Gological Society China Vol • 9.1 930。
- 【3】刘东生，张宗祜：中国的黄土，地质学报，42卷1号，1962。
- 【4】周明镇：陕西兰田中更新世哺乳类化石，古脊椎动物与古人类，8卷，3期。
- 【5】严钦尚，高训诚：新疆额尔齐斯河与乌伦古湖地貌发育，地理学报，28卷4期，1962。珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966--1968)，现代冰川与地貌，科学出版社，1972。

新生代以来中国自然地带的变迁

中国地壳活动从白垩纪末到第三纪初是相当平稳的，大部分地面进行准平原化作用。暖海环绕大陆，其中含暖水动物群。北极无冰盖，暖流畅通。我国气候暖湿，早期大气环流形势属于行星风系统。地带性差别不太明显。地面广泛分布着风他壳。自然带的排列以渐新世为例，如下表(简化)：

气候带	包括范围	主要代表沉积	景观特征
湿润凉温带，全年降雨	东北三省和内蒙古东北部	抚顺煤系为暗色建造含厚褐煤和油页岩及熔岩流 ^[1]	高大乔木含裸子植物、被子植物及蕨类，有些树叶显示多气孔和滴尖，具多雨气候特征。林区多湖沼，滋生昆虫 ^[2] ，可能属中纬西风带
暖温湿润带，夏温稍增高	华北及内蒙古大部	主要是杂岩建造，具有灰绿色和暗色地层	同上，混合林中增加亚热带常绿林树种
内陆温暖半干燥带	河西走廊柴达木北部和准噶尔盆地	红色层含炭极少，冲积层洪积层和湖相层交替出现	东部和北部以森林草原为主，多食草大型动物；西部和南部为草原，啮齿类众多
温暖半亚热带（北亚热带）	淮阳山地、秦岭、六盘山、鄂尔多斯和阿拉善高地	杂色建造含有薄层煤和石膏夹层	主要为亚热带常绿林杂有温带落叶林，多大型哺乳类和啮齿类。地带位置南北迁移，故有煤层和石膏并存于地层之中
干热萨伐纳型（中亚热带）	台湾、长江流域、云、贵地区，柴达木盆地南部和塔里木盆地	以红色砂砾岩为主，湖相沉积中通常含厚层盐和石膏	植物以麻黄占多数，散生木兰、胡桃、栗、榆、银杏、桦之类，亦出现河岸森林。动物有鳄鱼、水鳖等
湿热带，冬季稍干（南亚热带）	现时北纬 24° 以南到国境	杂色建造含红色紫色层。暗色层，中夹沥青、煤与油页岩及石膏薄层，后者西部为多	主要为亚热带常绿树杂有若干热带种类，亦有少数落叶树种。动物与缅甸“旁统群”相似的组合

上新世和第四纪初，西部高山高原急剧上升，地势逐级向东下降，以迄海滨。大大改变了老第三纪比较坦荡地势面貌。在自然地带分布上，也起了深刻变化。

1. 古地中海消失，欧亚大陆联成一片，中国内部大陆性气候加强。大陆和大洋对比关系的变化产生了我国季风环流形势，破坏了老第三纪行星风系形成的地带。中国内陆封闭性的盆地几乎与海洋湿润气候隔绝。

2. 西藏高原的隆起和东部地势相对下降，引起了西风激流的动力作用，加强了我国大气环流的特性，并改变了我国各处气候要素和组成。

3. 上新世晚期，北极已进入到冰期阶段，冬季寒冷气团进入中国境内，地带性变得显著，特别是我国东部，气温梯度变得陡急。

上述重要构造变化反映出巨大的气候和环境的演变。从此可将我国分成三大区域。• 本

中国东部盛行季风区域

中国东部以季风环流盛行为特征，因而形成景观的季节变化。本区地势从北至南比较低下，太阳能量分配不均匀，还可看出纬度地带性的差别，因此在不同时期可分出若干地带。

1. 晚第三纪到早更新世

中国北部广义包括东北三省和华北。这时的气候，要比老第三纪冷得多。可以从东北“乌密吉”煤层中植物化石群看出来，早第三纪繁盛时的种类逐渐减少，而特别出现适于温和甚至寒冷景观中的喜冷植物。值得注意的大兴安岭北部在下更新世时期中，出现泰加森林和永久冻土，代表一个寒冷时期的特征。

华北中新世山东“山旺”植物群，表明夏绿林性质。当上新世末和更新世初期，保德期和三门期地层和化石都出现冬寒夏湿的气候条件[4]。大型食草动物徘徊于广阔草原之上。由此看来北方地区可以区别二个带：东北相当温暖的针叶、落叶阔叶森林带和华北具有草原的夏绿森林带。

华中区包括亚热带宽广地区。自从晚新生代季风环流建立之后，本区接受夏季风雨和大陆气旋雨，减弱了北半球亚热带高气压带的变干作用。因此形成亚热带落叶阔叶和常绿混合林。可由洞庭湖畔“古塔塘”泥炭孢粉植物群为代表。但在长江中下游夏季高压时常出现，天气极为干热，这部分的化学风化过程极为重要。湖相层中仍可见到薄层石膏沉积。

在华南，沉积中含有亚热带常绿树，但孢粉中还可见到落叶阔叶树种。最南部分盆地沉积中的化石组成保存有热带雨林植物种类和热带习性的动物群。

2. 中更新世和晚更新世

在中国北部，气候变化频繁。相对寒冷和相对温暖期相互交替，并联系到海侵与海退作用，似乎比较过去时期更为明显。当温暖期热气流由海上进去，湿度显著增加。中更新世前期闻名于世的“北京人”和其有联系的动物群出现于周口店洞穴堆积之中。而在寒冷时期，北极气团向南推进直抵秦岭北麓(离石黄土)或更南到达长江下游太湖北岸(马兰黄土)。，这可由当时黄土分布的南界来决定，在某一时期极锋经常达到这个界限。

当寒冷时期，中国东部最北部分，气候产酷，高处有永久冻土发育，盆地中出现风的沉积。一般沉积物中缺少化学风化现象。但含有腐植质层和黑土层，平原大部分散布低位沼泽，灌木丛生，亦见草类和树木。

华北地区的丘陵和高原为黄土所掩覆，并有其他来源的物质。黄土草原在最后一次向南冰期扩展达纬度 4 度之多。代表本期的哺乳动物有猛犸象一披毛犀动物群。

由于寒冷气团中水气不足，中国东部缺少大规模的冰川作用，只有秦岭的太白山和台湾中央山脉的玉山，上升到雪线以上，可见到古冰川的遗迹。

华北中更新统的黄土层中出现很多薄层古土壤和风化层，表明气候条件经常发生变化。在温暖时期黄土风化成桔红色。由高地冲刷的黄土重新堆积在平原里，形成冲积层和湖积层，包含很多钙质结核。

中国东部的南方，气温升降不很明显，可从动物化石看出来，具有喜温或热带习性；也可以从沉积岩性来判明活跃风化的痕迹。气温和湿度的增加，造成铁锰的结核和网纹红土层的存在。网纹红土的分布限于长江中下游与南岭之间的地区，常用作中更新统的标准沉积层。

在华南出现更进一步的风化过程，在冲积层和岩层上多富铝风化壳。由于侵蚀与溶蚀占优势的作用，产生多层高阶地和巨大的喀斯特地貌。冲积层或洞穴堆积层常含有铅、锌等矿砂。包含哺乳动物化石如有名的古猿等森林动物。

3. 全新世

第四纪最后冰期以后，北极冰盖面积缩小，造成气候变化和海水回升。这个海侵缩小了海岸平原的宽度，较高气温使自然带向北极推动，并使亚热带动植物向北移。中国东部最北端的永久冻土和寒冻泥石流趋于退化。

华北黄土物质的冲刷重新变得激烈。气候的变迁大都可从泥炭层中研究出来。由泥炭中孢粉分析可分出 3—4 个亚期来。其中有所谓“气候最宜期”，各种计算不一样，大致在 6000—8000 年之间。海侵作用似乎到 6000 年前为止。现代海面大致稳定下来。从那时起，现代的陆地轮廓开始描划出来。现时海岸的侵切、海岬、泻湖、现代海滩和沙嘴的建筑，盐沼和新三角洲的形成都在这个时期开始。

二、中国西部干旱区的发展

这个干旱区从东部内蒙古向西延展到新疆。湿润度一般向西减少，景观由草原过渡成荒凉的沙漠。因此可分为两个部分。

1. 内蒙古草原和森林草原

由于边缘山地的隆起，屏障内蒙古高原，以致本区受海洋影响减少，干燥度增加，草原逐渐占优势。

当上新世和第四纪初期，以阴山为界的北部内流区，草原最为发达而植物种类比较匮乏，干燥剥蚀与碎屑物的短距离搬运十分显著。杂色岩层填积洼地，含有碳酸盐化合物、盐和石膏。上新统风化物质的次生粘土矿物以拜来石和伊利石为主要成分，说明是一种半干燥和半湿润气候下的产物。

阴山以南属外流区，夏季湿度较高，提供较好的植物生长条件，其景观为草原和成层树林。沉积物质来自高地，受暴雨急流而堆积成层。由玄武岩风化的粘土物质具有硅铝率低的风化壳的性质。

在晚上新世，北部温带草原变成极干燥区域。风力扫蚀松软的沉积物的表面，吹扬起来的沙尘沉积为沙丘和黄土。南部少树。草地、沼泽、湖泊和盐滩分散在广阔的高原面上。沙丘和黄土集积于南部边缘地区。在更新世晚期，高处累积碎石和永久冻土。

全新世气候变暖，干燥度稍减。草原上草类生长繁茂，山坡上树木成林。草地发育栗钙土。湖水稍有升高，其中鱼类很多，鸟类群集，为新石器时代人类提供有利的生活环境。沙丘上灌木丛生，趋于固定。历史时期因放牧过度，农民开垦土地，使沙丘和流沙再次迁移。

2. 新疆半荒漠和荒漠

由草原区向西，气候明显地愈来愈趋于干燥，直到沙漠出现。东部与西部的差异主要是后者不利于生物的繁荣。上新世时，西部山地剧烈上升，封闭的盆地中干燥度大为增加，以致流水缺少，沉积累积厚，不能向外搬走。虽然植物稀少，但地带景观仍可由植物决定。准噶尔盆地北部以温带蒿属半荒漠为主；塔里木盆地的植物群以库车系为代表，当时植物生长似与地下水补给有关，植物化石叶小或多肉汁，表明气候比北部要干燥一些，从哈密、酒泉和柴达木孢粉资料来分析，均表明这一带在上新世具半荒漠的气候特征。

当更新世时期，塔里木盆地进入更干燥的环境，出现广阔沙丘的堆积。整个盆地少树，

只有若干灌木散布于广阔的荒漠之上，沿河有生长较浓密的胡杨和怪柳，组成夹岸森林。从北至南新疆景观变化显著；准噶尔盆地北部为温带半荒漠，南部为温带荒漠；南部的塔里木则属暖温带荒漠。

第四纪时期新疆大部地区受极地冰盖带来冷气团的影响。雪线以上的高山区均有冰川作用，大概有 3—4 次的冰期，第一次规模最大，可能在早更新世时期，遗留的准平原面上升到最大降雪带，便有更大面积，集积厚雪，其后准平原面继续上升到最大降水量之上，山坡接受积雪较少，冰川作用的规模亦随之而变小。

有些学者认为塔里木盆地过去河流网密集，表明第四纪曾有过湿润气候。塔克拉玛干大沙漠的存在，仅自全新世开始。作者深信新疆盆地的变干，应属遥远的地质历史事件。最新证据表明第四纪和历史时期并无特殊气候变化。至于沉积层中的若干薄层，可看作在一般干燥气候背景中出现短期多雨现象。

三、青藏高原与邻近高寒区域的发展

青藏高原当上新世末和第四纪初期隆起最为激烈，为印度板块向欧亚板块不断推进的结果。青藏高原南缘的喜马拉雅山脉同时上升，在中段组成世界最高的珠穆朗玛峰和其它高峰。第四纪时期世界气候变冷和本区山体高耸的影响使这里产生冰川，根据珠穆朗玛峰孢粉记录有四次冰期。在盆地和谷地中第四纪地层有湖积、冲积及冰水沉积，厚度极大。新生代各时期的磨拉石堆积厚达数百米。古湖相沉积中出现三趾马化石，可推论上新世时草原环境为现时高山草原所代替，表明暖温环境已改变为寒干环境。因此可知在上新世以来的新构造运动上升速度相当巨大。

由于边缘山地阻遏海洋湿润气团进入青藏高原内部，因此冰川作用缩小，湖泊变干，湖岸阶地高出于现代湖面之上。许多湖泊为咸水亦有厚层积盐和石膏。第三纪时期曾经发育完好的喀斯特现象，由于长期冰冻碎裂和风蚀作用，被破坏得象一片废墟。西藏北部的永久冻土亦趋衰退。高原上覆盖稀疏草类和伏地植物及灌丛，食草动物身披厚毛，为了适应贫瘠食物，颞骨和牙齿都特别发达。

葛拉普主张西藏是人类的发源地，最近在西藏北部库库西里和黑河等处发现古人类遗址。石器制造和黄河上游所见极为类似。西藏附近如喜马拉雅山前山区，拉都克和喀什米尔

谷地都发现许多人类骨骼、工具和动物化石。值得注意的是高原地区上升，形成环境的变化，但今天人类的习性，还是起源于第四纪的晚期。

参考文献

- 【1】刘鸿允, 1956, 中国东部地层的发育。中国科学院地质研究所地质丛刊第1号 p. 167。
- 【2】 洪友崇等, 1974, 辽宁抚顺煤田地层及其生物群的初步研究。地质学报, 第2期, pp. 113—1580
- 【3】 Chaney R. W. and Hsen Hsu Hu. 1940. A Miocene flora from Shantung Province. China, Palaeontologia Sinica, Whole Series No. 1120 .
- 【4】 宋之琛, 1958~第三纪植物化石和孢子花粉组合的研究, 中国第四纪研究, 第1卷, 第1期, pp118—1300 .
- 【5】斯行健, 李洪谟 1954, 湖南第三纪晚期植物群。古生物学报, 第2卷, 第2期。
- 【6】宋之琛, 1958~甘肃酒泉第三纪红色岩系的孢子花粉组合及其在地质学和植物学上的意义。古生物学报, 第6卷, 第2期, pp. 159—168。
- 【7】徐仁等, 1958, 柴达木盆地第三纪沉积中的孢粉组合及其在地质学上的意义。古生物学报, 第4卷, 第4期, pp. 429—4400 .
- 【8】 中国科学院西藏科学考察队, 1979, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968), 第四纪地质。科学出版社。
- 【9】 黄万波, 1979, 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义。科学通报, 第24卷, 第19期, pp. 885—888。
- 【10】A. W. Giabau, 1935, Tibet and the Origin of Man, Hyllningskrift Tillagnod Sven HedenPo Hans 70 Arstag den14 Febr

周廷儒著作目录

- 1933 《广东省之陆路交通与运输》《地理学季刊》1卷1-2期。(〈广东经济地形之研究〉《地理学季刊》1卷3期
- (〈北美地理学, 界的情况〉(渡边光著, 周廷儒译). 妖地理学季刊): 1卷3-4期,
- 1934 《Morphological observations in The region of pai. yun shan: (Canton)》
《地理学季刊》1卷4期
- 《南华之德国地理学者》《地理学季刊》1卷4期。
- 《中山大学地理系卞沙(w. panzer)教授小传》(〈地理学季刊》1卷4期
- 1936 《扬子江下游地景及其区分》《浙江青年》2卷5期(3月号), 6期(4月号), 7期
(5月号), 9期(7月号)
- 1937 《野外考察与地理教育》《地理教学》1卷3期，
- 1938(〈抗战与地形〉《战干旬刊》
- 1941(〈“离堆”与“离堆山”考〉(李承三、周廷儒) 《地理》1卷3期
- 1942(〈从自然地理现象证明西北历史时代气候之变化〉(〈地理》2卷3—4期
《环青海湖之山牧季移》(〈地理》2卷3—4期’。
- (〈西北之第四纪冰川地形〉(李承三、周廷儒)《地理》2卷3—4期
- 1943《嘉陵江三峡区地质与地形和温泉的关系》(李承三、周廷儒、郭令智、高泳源) 中
国地理研究所
《地理集刊》第一号
《嘉陵江上游穿断山之举例》《地理》3卷1—2期
《青海茶卡之盐矿》(李承三、周廷儒)《地理》3卷1—2期，
- 1944《开发祁连山南路刍议》《边政公论》3卷3期
《甘肃青海地理考察纪要》(李承三、周廷儒)(〈地理》4卷1—2期、

- 1946 《嘉陵江流域地理考察报告》(李承三、周廷儒、郭令智、高泳源) 《地理专刊》
1号
- 1948 《Geographic and Historic foundations of present-day distribution of
peoples in the nan shan—koko nor AREA》 《美国加州大学硕士论文》
- 1952 《中国区域自然地理》(油印稿)北京师范大学地理系
- 1955 《西北自然地理介绍》《光明日报》9月26日第3版
- 1956 《中国的地形和土壤概述》(周廷儒、刘墙桐著)《生活、读书、新知三联书店》
《中国地形区划草案》(周廷儒、施雅风、陈述彭)《中国自然区划草案》科学出版社
《中国科学院新疆综合考察队地形考察报告》(周廷儒执笔)《新疆综合考察报告》
科学出版社
- 1957 《东北地貌》(周廷儒、施雅风、陈述彭)(《东北区自然地理资料》，中华地理志丛
书，第二号科学出版社
《华北地貌》周廷儒、施雅风、陈述彭)《华北区自然地理资料》，中华地理志丛
刊，第三号科学出版社
《新疆天山北麓玛纳斯地区的新构造运动和地形带的区分》《中国第四纪研究》1
卷1期，科学出版社
- 1958 北京师范大学《中国自然地理教学大纲》(地理系本科用) 北京师范大学编印
- 1959 《南疆塔里木河中游的变迁问题》(周廷儒、赵济)《新疆维吾尔自治区的自然条
件》(论文集)科学出版社
该文翻译成俄文，由苏联科学出版社出版，收入《Kyab~yab 14 Tap~M》一书 1961~
《参加新疆塔里木河中游地区考察工作的简要报道》(周廷儒、赵济)《北京师范
大学学报》(自然科学——地理，生物)
《西昆仑北坡及其山前平原修建水库的地貌条件》《北京师范大学学报》(自然科学
版)6期
- 1960 《新疆综合自然区划纲要》、《地理学报》26卷2期

- 《中国第三纪与第四纪以来地带性与非地带性的分化》《北京师范大学学报》2期
- 1962《发展新疆农牧业的地貌条件》(周廷儒、赵济)《地理》2期
- 1963《新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系》《地理学报》29卷
2期《中国自然区域分异规律和区划原则》《北京师范大学学报》(自然科学版)1
期
1965. (《谈谈古地理学研究内容、目的和方法》(周廷儒、李华章)《地理》3期 .
《关于新疆最近地球历史时期的古地理问题》IX高等学校自然科学》地质、地理、
气象学版)3期
- 1974 《Geography of China: Plateaus and Tings. Ju and Jen senhou》 (《中
国建设》2期
(《北美洲》(科希·托姆林森著·周廷儒等译)‘商务印书馆
- 1978《论罗布泊的迁移问题》《北京师范大学学报》(自然科学版)3期
《新疆地貌》(周廷儒、严钦尚、赵济, 陈治平, 李钜章、夏训诚等)科学出版社
- 1979《近三十年来中国第四纪古地理研究的进展》《地理学报》34卷4期
- 1980《对南疆塔里木盆地晚白垩世—第三纪时期古地理环境的初步认识》(周廷儒、任
森厚)《第二次
——塔里木盆地石油资源座谈会论文》
- 1982《古地理学》, 北京师范大学出版社.
《中国东部第四纪冰川作用的探讨》冬第三届全国第四纪学术会议论文集》科学
出版社 .
《华北更新世最后冰期以来的气候变迁》(周廷儒、张兰生、李华章)《北京师范
大学学报》(自然科学版)1期. ,
- 1983《中国第四纪古地理环境分异》(‘地理科学》3期 .
《关于未来气候预测问题》(《北京科技报》408期(1983年8月26日)
- 1984《中国自然地理、古地理》(上册)(周廷儒、任森厚)科学出版社
- 1985《新生代以来中国自然地带的变迁》《中国第四纪研究》6卷2期

《关于开展地理环境演变与预测的研究》(周廷儒、张兰生)《地理学与国土研究》

1 卷 2 期

1986 《庐山在第四纪时期有无冰川作用问题》(扁廷儒、李容全)《北京师范大学学报》

(自然科学版)土曾刊。

1988 《环境古地理学的发展方向——开展地理环境学的预测研究》《北京师范大学学

报》(自然科学版)1988 增刊第一期

《云南腾冲盆地中、晚更新世孢粉组合及其意义》(费安玮、周廷儒)《北京师范

大学学报》(自然科学版)1988 增刊第一期

《现代旅游地理学》序江苏人民出版社

1989 《塔里木古海湾岩相古地理》序科学出版社

《内蒙古土壤侵蚀研究》序 科学出版社

199, 1 《泥河湾湖盆区新生代古地理综合研究》(科学基金项目)科学出版社

编 后 记

《周廷儒文集》经过三年的搜集、编辑，今天终于与读者见面了。

周廷儒教授是我国著名地理学家、教育家。他从事教学科研六十余载，他的著述颇丰。本文集只选编了他的论文 23 篇。由于篇幅限制，所选论文，有的为节选，有的插图被删减，有的论文所附参考文献与外文摘要被删去，其中的两篇英文原著，为忠于作者，未作翻译，所有这一切，敬希读者谅解。

所选 23 篇论文，大多为周先生的代表著作，这些论著不仅在发表当时为推动地理学发展起了重要作用，而且有些论著在现在和将来均有重大意义。《周廷儒著作目录》(不包括手稿)附后，供读者参阅。

参加文集编辑组工作的有张兰生、赵济、李华章、徐振溥，任森厚、史培军、邱维理等同志，具体编辑工作由任森厚同志完成，部分插图由孟淑华同志复制。全部工作是在北京师范大学地理系和北京师范大学出版社的支持和指导下进行的，但是，限于我们的水平，难免疏漏，望读者不吝指正。

《周廷儒文集》编辑组