



贺兰山第四纪冰川特征及其与气候和构造之间的耦合关系

张威^①, 崔之久^②, 李永化^①, 王志麟^①, 于洋^①, 贺明月^①

① 辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029;

② 北京大学城市与环境学院, 北京 100871

E-mail: zhangweilnu@163.com

2012-01-16 收稿, 2012-04-23 接受

国家自然科学基金(40971010)资助

摘要 贺兰山(3556 m)是中国东部存在确切第四纪冰川遗迹的山地之一, 是我国季风区与非季风区、温带草原与荒漠草原的分界线, 对于研究中国东、西部冰川发育特点以及青藏高原边缘山地冰川发育与气候和构造之间的耦合关系具有十分重要的科学意义. 野外地貌调查与室内光释光(OSL)、加速器质谱碳十四(AMS ^{14}C)对冰川、黄土以及湖相沉积物年代测定结果显示, 在贺兰山主峰周围海拔 2800 m 以上保存着古冰川侵蚀与堆积地貌, 第四纪冰川发生的时限较晚, 时代上限为末次冰期中冰阶, 对应深海氧同位素 MIS3 中期(43.2±4.0 ka)、末次冰盛期(LGM, ~18 ka)、晚冰期(12.0±1.1 ka)和新冰期(3.4±0.3 ka), 冰川作用的阶段性明显. 采用深海氧同位素曲线(MIS)代表共和运动(150 ka)以来的冰川平衡线变化, 并用末次冰盛期的平衡线(2980 m)以及现代理论雪线高度值(4724 m)作为平衡线的最大振幅, 以 3.5 mm/a 作为贺兰山体的抬升速率, 探讨了末次冰期以来贺兰山山体高度与冰川作用之间的关系, 并与黄土-古土壤等反应气候环境变化的指标对比, 认为贺兰山地区第四纪冰川作用是山体的构造抬升与气候条件耦合的结果, 即“共和运动”之后山体抬升到与末次冰期气候耦合的高度, 开始发育冰川.

关键词

贺兰山
末次冰期
构造运动
冰川地貌

近年来随着第四纪冰川研究的不断深入, 国内第四纪冰川工作者深刻地认识到中国的冰期历史之所以明显晚于两极和高纬地区, 原因是中低纬度山体抬升的历史较晚, 其中, 昆仑-黄河运动^[1] (600~800 ka)使青藏高原以及周围大部分山地强烈抬升, 同时全球气候也开始了“中更新世革命”, 造成全球温度显著下降, 冰川扩张. 昆仑-黄河运动造成山地抬升并进入当时的雪线高度以上开始发育冰川, 青藏高原部分高大山体进入了冰川作用时期^[2~5]. 昆仑-黄河运动结束后, 青藏高原于 150 ka 前后, 发生了影响深远的“共和运动”. 共和运动(150 ka)导致青藏高原显著抬升, 抬升区域进一步扩大, 达到现今的高度和广度, 同期黄河在龙羊峡口深切黄土砾石层及下

伏基岩底座, 切割深度达到 900~1000 m^[6]. “共和运动”同时造成高原东部边缘的一批山地抬升进入冰冻圈^[7,8], 进一步促进了冰川的发育, 青藏高原及周边山地全面进入冰冻圈, 开始发育冰川. 然而, 青藏高原东部边缘有确切冰川发育的山地中, 绝对年代资料相对较少, 这一理论迫切需要实证研究. 贺兰山地处宁夏、内蒙古交界, 是我国季风区与非季风区、温带草原与荒漠草原的分界, 是一条重要的自然地理界线, 为中国东部存在确切第四纪冰川遗迹的山地之一^[9~11], 本区气候变化明显, 构造运动活跃, 是研究中国东、西部冰川发育历史的桥梁和纽带, 对于回答冰川发育与气候和构造之间的耦合关系具有十分重要的科学意义.

英文版见: Zhang W, Cui Z J, Li Y H, et al. Quaternary glacier development and the relationship between the climate change and tectonic uplift in the Helan Mountain. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5283-z

在过去的研究中,不同的学者对贺兰山第四纪冰川遗迹的发生时限与地貌分布认识存在较大差异,存在四次冰期、两次冰期和只有末次冰期的不同看法^[10-14]。目前的普遍看法是这里只存在海拔 3000 m 以上的末次冰期冰川遗迹。本文即在前人工作的基础上,通过野外实地地貌考察并对相关冰川沉积物进行绝对年代测定,明确贺兰山地区冰川发育的时代、规模以及冰期系列,进一步探讨影响冰川发育的气候与构造因素。

1 区域地质地理背景

贺兰山东为宁夏平原,西为腾格里沙漠,南接黄土高原,北邻乌兰布和沙漠(图 1),经纬度位置是 105°11'~106°45'E, 38°~39°30'N,总体呈近北北东向展布,大致呈弧形,主峰敖包疙瘩,海拔 3556 m。根据贺兰山的地貌特征,通常以西坡的古拉本-东坡汝箕沟以北,古拉本-汝箕沟与西坡黄渠沟-东坡甘沟之间,黄渠沟-甘沟以南为界,将山体划分为北、中、南 3 段,北段地域宽阔,东西宽达 60 km,地势均在 2000 m 以下,由起伏和缓的山间盆地和剥蚀低山构成;中段山体南北延伸 120 km,山峰多在 3000 m 以上,地势反差较大,构成贺兰山的主体,分水岭偏于山地东侧,两坡明显不对称,西坡和缓,东坡陡峻;南段地势和缓,为剥蚀低山,山体海拔以 1500~1600 m

为主^[9]。据贺兰山高山气象站(2901 m)的资料,平均年降水量 430 mm,主要集中在 6~9 月份,大约占全年的 62%,降水西坡多于东坡,年均气温 -0.8℃,受地势影响,贺兰山东西坡气温递减率分别为 0.52℃/100 m 和 0.55℃/100 m^[15],西坡略大于东坡。研究区广泛出露古生代到中生代地层^[16],中段大面积分布三叠-侏罗纪沉积地层,在贺兰山主峰一带,主要岩性为砂岩和砾岩^[10]。贺兰山主体东、西坡的植被垂直带谱受地形、坡向、地貌、土壤等因素的影响存在明显的分异,所考察的西坡 4 个垂直景观带依次为,山地草原和荒漠草原带(1400~1600 m)、山地疏林草原带(1600~1900 m)、山地针叶林带(1900~3100 m)和亚高山灌丛草甸带(3100~3556 m)。

2 材料与方法

2.1 野外地貌调查与样品选择

野外工作主要是地貌调查与沉积物分析,利用 1:50000 和 1:10000 地形图、航空影像等对贺兰山西坡的冰川侵蚀与堆积地貌进行详细考察。地貌与沉积物分析主要根据几何形态、沉积物的颗粒大小以及岩性等因素,并与中国其他典型冰川作用区的冰川地貌与沉积物进行比较^[17-21]。经纬度和海拔高度由手持全球定位系统(GPS)确定。采用地貌地层法确定

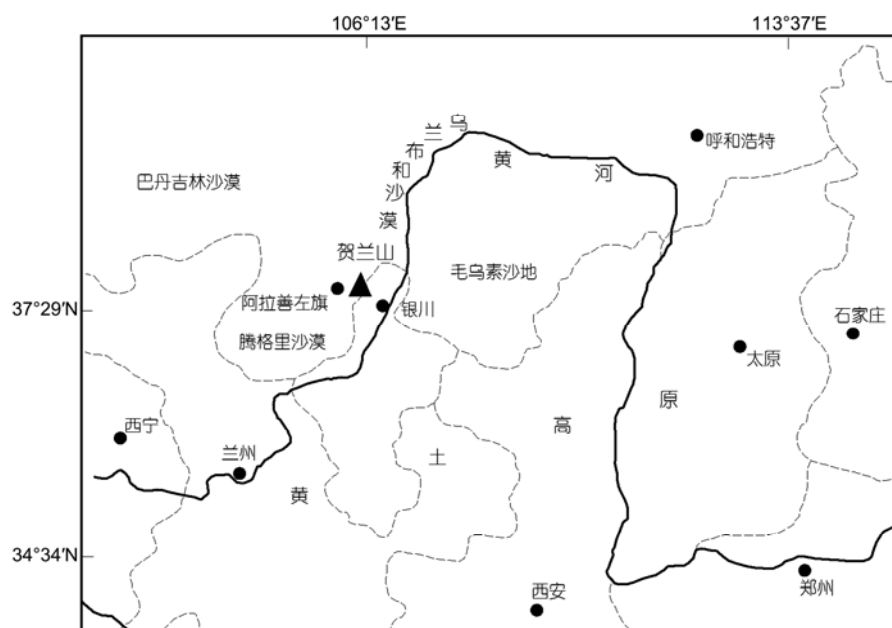


图 1 研究区地理位置图

冰川沉积物的相对年代, 重点关注冰碛物的风化程度、土壤发育状况、终碛垄和侧碛垄的保存位置及特点. 冰川作用的绝对年代用光释光(OSL)法和加速器质谱碳十四(AMS ^{14}C)确定(图 2), 对冰碛物基质进行采样, 具体做法是剥去冰碛剖面表层 40~50 cm 后, 用锤子将 25 cm 长、4 cm 直径且一端密封的钢管完全砸入新鲜面, 取出钢管后立即用钢片封口, 外用锡纸和胶带密封. 我们对岔沟和照北山沟的侧碛垄和终碛垄中的冰碛基质、覆盖在冰川之上的黄土沉积物进行光释光年代测定. 同时, 对冰斗湖内沉积物、冰碛垄顶部发育的土壤进行碳十四年代测定, 采样位

置见图 3.

2.2 实验室年代测定

样品的前处理及测年结果在中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室释光年代学实验室完成. 对样品细颗粒石英组分(4~11 μm)采用简单多片再生法^[22,23]进行红外后蓝光释光测定. ^{14}C 年代在北京大学加速器质谱实验室测定. 结果见表 1 和 2.

(i) 室内年代测定. 光释光年代测定可以直接给出冰川堆积物的年龄, 尤其是那些因缺少有机物而不能用 ^{14}C 测年的堆积物. 许多以快速沉积、混杂

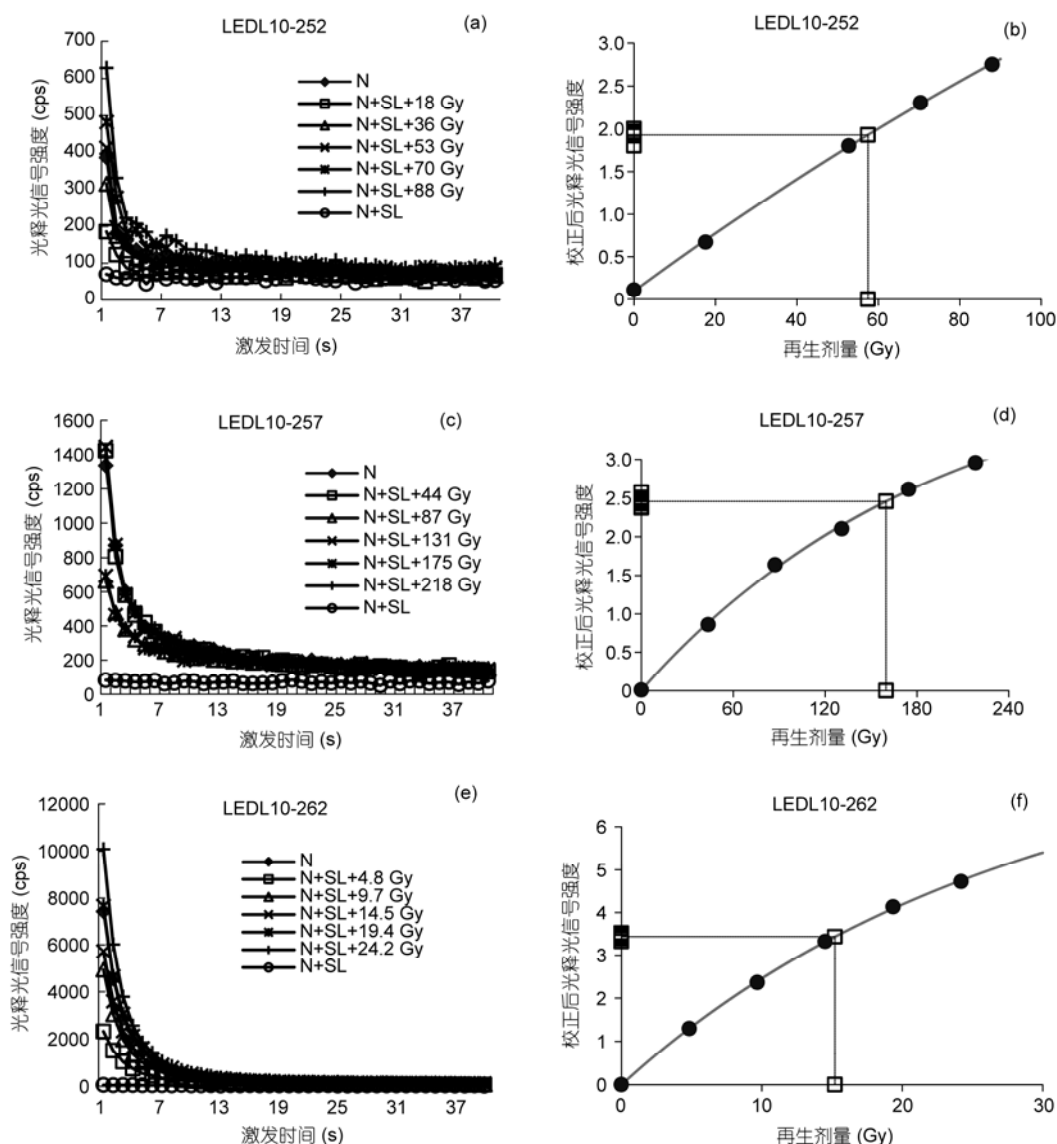


图 2 样品释光信号衰减曲线及生长曲线

(a), (c), (e) 为样品释光信号衰减曲线; (b), (d), (f) 为样品释光信号生长曲线

表1 贺兰山 ^{14}C 年代测定结果^{a)}

LAB 编号	样品	编号	^{14}C 年代(a BP)
BA091529	土壤	200910C-1	3900±35
BA091530	土壤	200910C-2	640±30
BA091531	土壤	200910C-3	1100±35

a) 所用碳十四半衰期为 5568 年, BP 为距 1950 年的年代

堆积为特点^[24,25]的沉积物测年可以应用这一方法. 根据实验室工作程序^[26], 将经氟硅酸刻蚀过的每个样品用丙酮将分离出的 4~11 μm 颗粒制成悬浊液, 在直径 9.7 mm 的小钢片上沉淀制成 20 个测片.

各个测片的光释光信号强度都是在 Daybreak 1100A 型自动测量系统中测定. 信号的光激发方式为: 红外激发(880±60 nm)或蓝光激发(470±5 nm); 测试过程中, 使用 2 种光源最大功率的 80%, 激发源为 $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ β 源, 激发功率均为 40 mW cm^{-2} , 测量释光信号时的激发温度为 125℃. 测量时的激发时间为 50 s, 光释光信号通过 EMI QA9235 型光电倍增管(PMT) 检测, 在激发光源和 PMT 之间附加 2 块 U-340 滤光片(2.5 和 4.5 mm)以隔绝激发光源的信号和其他杂散信号.

(ii) 等效剂量的确定. 采用王旭龙等人^[22]的

简单多片再生法(SMAR)确定等效剂量. 运用该方法的优点是: 引入了再生法(SAR)中试验剂量校正感量变化的功能, 即在天然和再生多测片光释光(OSL)信号测量后, 再对各测片辐照以试验剂量, 利用试验剂量的光释光信号相应对各测片进行归一化, 首先, 该方法克服了实验数据的分散问题; 其次, 试验剂量可以校正各测片的感量变化; 第三, 可以有效地解决单片再生法中可能发生的 OSL 信号积累问题. 这一方法已经有效地被应用在黄土沉积物的测年之中. 正是基于上述优点, 本文采用该方法对贺兰山地区的冰碛基质进行测年.

每个样品制备 20 个测片, 其中 6 个为天然再生测片(N), 另外 9 个测片将天然测片在 SOL2 型太阳模拟灯下晒退 10 min 后辐照不同再生剂量(N+SL+B), 其余测片备用. 首先, 预热 260℃, 10 s, 随后测量天然和再生测片的光释光信号强度(L_i); 然后, 对所有测试过的天然测片晒退再辐照试验剂量, 预热 220℃, 10 s, 并测量试验剂量的光释光强度(T_i); 最后, 利用校正后的天然和再生剂量信号强度(L_i/T_i)建立生长曲线(图 2(b),(d),(f)). 等效剂量的释光信号均取自测样释光衰减曲线前 1 秒的积分值减去作为本底的最后 1 秒的积分值.

表2 简单多片再生法测定细粒石英(4~11 μm)的 OSL 年代结果^{a)}

送样号	实验号	位置	埋深 (m)	海拔 (m)	测量对象	α 计数率 (Counts/ks)	K (%)	含水量 (%)	环境剂量率 (Gy/ka)	等效剂量 (Gy)	年龄 (ka)
0910OSLG-1	LEDL10-250	38°53'53.4"N, 105°57'04.3"E	0.85	2890	黄土	12.2±0.3	2.08	4	5.0±0.2	32.5±2.9	6.5±0.6
0910OSLG-3	LEDL10-252	38°53'46.8"N, 105°57'07.8"E	0.53	2860	冰碛粉砂	10.6±0.4	2.21	5	4.8±0.2	57.5±4.8	12.0±1.1
0910OSLG-4	LEDL10-253	38°53'38.9"N, 105°57'03.3"E	0.5	2820	冰碛粉砂	10.4±0.3	2.21	19	4.6±0.2	4.0±0.2	0.9±0.1
0910OSLG-5	LEDL10-254	38°53'38.9"N, 105°57'03.3"E	0.5	2820	冰碛粉砂	10.0±0.3	2.12	23	4.3±0.2	3.7±0.2	0.9±0.1
0910OSLG-6	LEDL10-255	38°49'08.2"N, 105°55'43.4"E	1.0	3041	冰碛粉砂	11.3±0.3	2.33	3	5.1±0.2	17.3±1.3	3.4±0.3
0910OSLG-7	LEDL10-256	38°49'07.7"N, 105°55'44.1"E	0.7	3040	冰碛粉砂	7.7±0.2	2.27	5	4.2±0.2	7.0±0.3	1.7±0.1
0910OSLG-8	LEDL10-257	38°49'04.9"N, 105°55'44.4"E	0.6	3030	冰碛粉砂	5.2±0.2	2.31	6	3.7±0.2	159.8±14.4	43.2±4.0
0910OSLG-9	LEDL10-258	38°49'04.9"N, 105°55'44.4"E	0.6	3030	冰碛粉砂	10.1±0.2	2.27	1	4.8±0.2	36.1±4.1	7.5±0.9
0910OSLG-10	LEDL10-259	38°49'10.2"N, 105°55'33.7"E	0.6	2990	冰碛粉砂	6.9±0.1	2.06	35	3.2±0.2	8.3±0.8	2.6±0.3
0910OSLG-12	LEDL10-261	38°49'22.5"N, 105°55'28.1"E	0.5	3020	黄土	10.0±0.2	2.07	5	4.5±0.2	42.2±6.0	9.3±1.4
0910OSLL-1	LEDL10-262	38°53'54.2"N, 105°57'07.6"E	0.7	2890	黄土	12.1±0.3	2.2	6	5.1±0.2	15.2±1.2	3.0±0.3
0910OSLL-2	LEDL10-263	38°53'51.9"N, 105°57'05.7"E	0.63	2880	黄土	13.1±0.4	1.8	14	4.7±0.2	20.1±3.1	4.3±0.7

a) α 系数采用 0.04±0.02. α 计数率的误差为 3%, K 含量误差 5%, 含水率误差为 4%. 宇宙射线的误差为 5%, 等效剂量误差 6%~7%, 环境剂量误差 12%. 环境剂量根据 α 计数率、K、含水率以及宇宙射线的贡献确定

虽然 OSL 测年方法应用于冰川沉积物时存在着一定的不确定性,例如,曝光不完全、信号较弱以及热力转移问题,但是,利用 SMAR 法可以较好地解决上述不利因素.从 OSL 等效剂量衰退曲线上看(图 2(a),(c),(e)),与黄土样品相比,冰碛物样品的 OSL 强度比较低,其中,LED10-252 的信号最弱,但从 OSL 等效剂量生长曲线上看,该样品的 N+SL 均一趋向于零,其他样品的表现也都如此,因此热力转移问题基本被克服(与王昌盛私人交流).所以,本文测定的 OSL 年代数据还是比较可信的.

(iii) 环境剂量的确定. 环境剂量率测量是释光测年的关键之一.样品所吸收的辐射剂量是由本身及周围沉积物中放射性核素(^{238}U , ^{232}Th 和 ^{40}K)衰变产生的电离辐射所提供的,同时也有宇宙射线的少

量贡献.用标定的 Daybreak 582 型后源 α 计数仪^[27]对样品的铀、钍含量进行测定,钾含量是用火焰分光计方法来测定的(由中国地震局地质研究所化学组完成).根据 Atiken^[26]提出环境中铀、钍、钾含量与石英、长石等矿物接收的剂量率之间的转换关系,得出各样品接收的剂量率.计算环境剂量时使用实测含水量,同时也测量了样品的饱和含水量估算出饱和含水系数对环境剂量率进行校正.

3 贺兰山冰川地貌发育特点与时代

贺兰山中段山脊海拔 2800 m 以上,尤其是近东西向哈拉乌苏北沟南北两侧的盆沟和照北山沟附近保存着确切的第四纪冰川遗迹,冰川作用区的总面积大约 68.75 km²(图 3).

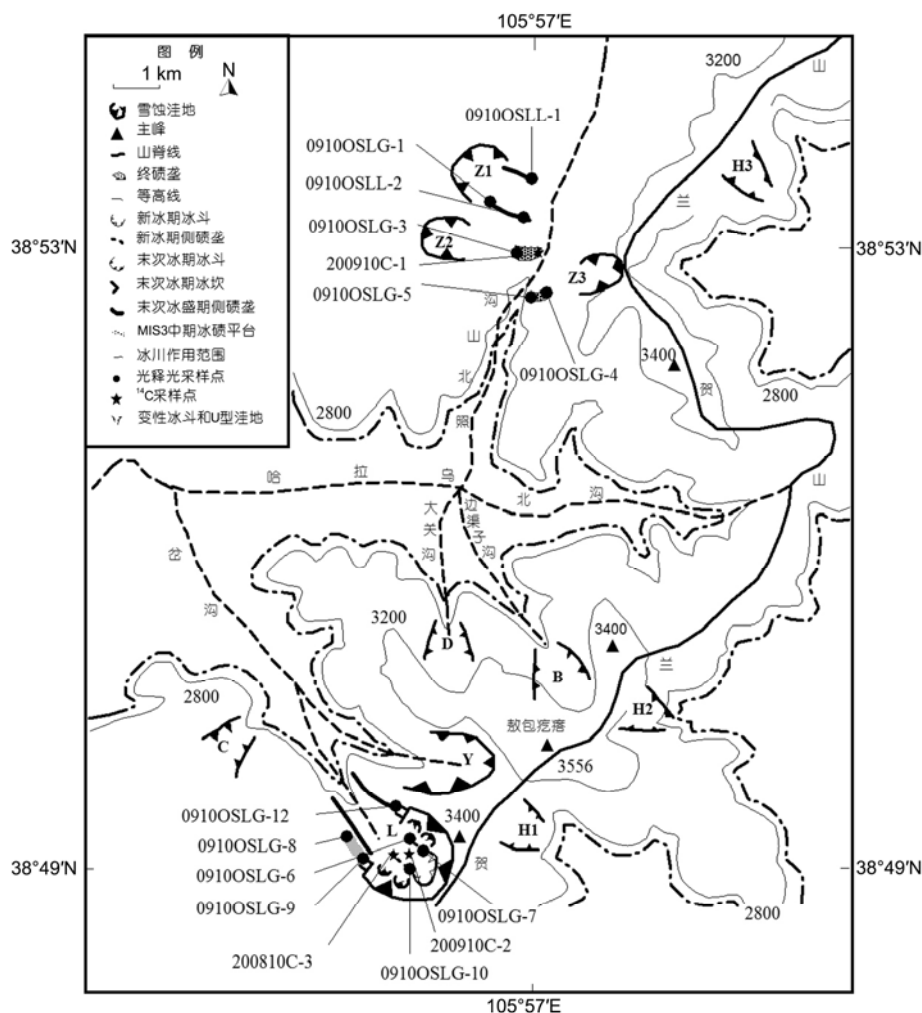


图 3 贺兰山主峰附近冰川地貌分布图

L, 鹿家台冰斗; Y, 杨家塘冰斗; D, 大关沟冰斗; B, 边渠子冰斗; Z1, Z2, Z3, 照北山沟冰斗群

3.1 冰川侵蚀地貌

研究区冰川的侵蚀地貌如角峰、刃脊、冰斗、冰坎等形态特征明显。

(i) 冰斗和冰坎。确切的冰斗地貌沿贺兰山主山脊线的东西两侧分布, 根据冰斗形态以及分布的海拔高度, 可以分为两级。第一级冰斗分布的海拔高度在 3000 m 以上, 主要保存在贺兰山主峰敖包疙瘩 (3556 m)、西敖包峰 (3554 m) 北侧的照北山沟源头。其特点是有明显的冰斗后壁, 在平面上呈典型的围椅状 (如麓家台冰斗、杨家塘冰斗、 Z_1 , Z_2 , Z_3)。冰斗的长度为 300~1300 m, 宽度 250~900 m, 自冰斗后壁

至冰斗底部的高度 200~450 m, 冰斗后壁和侧壁的坡度一般介于 20° ~ 35° 之间。在这些冰斗当中, 最明显的是岔沟源头的麓家台冰斗, 该冰斗 (图 3 中 L) 分布在哈拉乌苏沟南侧的一条支流岔沟的上游, 为一典型圈椅状洼地, 冰斗朝向 NW 向, 冰斗底部高程为 3040 m, 目前冰斗底部已经轻微的沼泽化, 冰斗后壁由于后期的寒冻风化作用被蚀余降低, 坡度 35° 左右, 冰斗长 1300 m, 宽 700 m 左右, 该冰斗与其东侧的杨家塘冰斗分布的海拔高度相近, 均在 3000~3100 m, 指示当时的平衡线高度。麓家台冰斗出口处保存清晰的近东西向冰坎 (图 4(a)), 高度 15 m 左右, 中间由

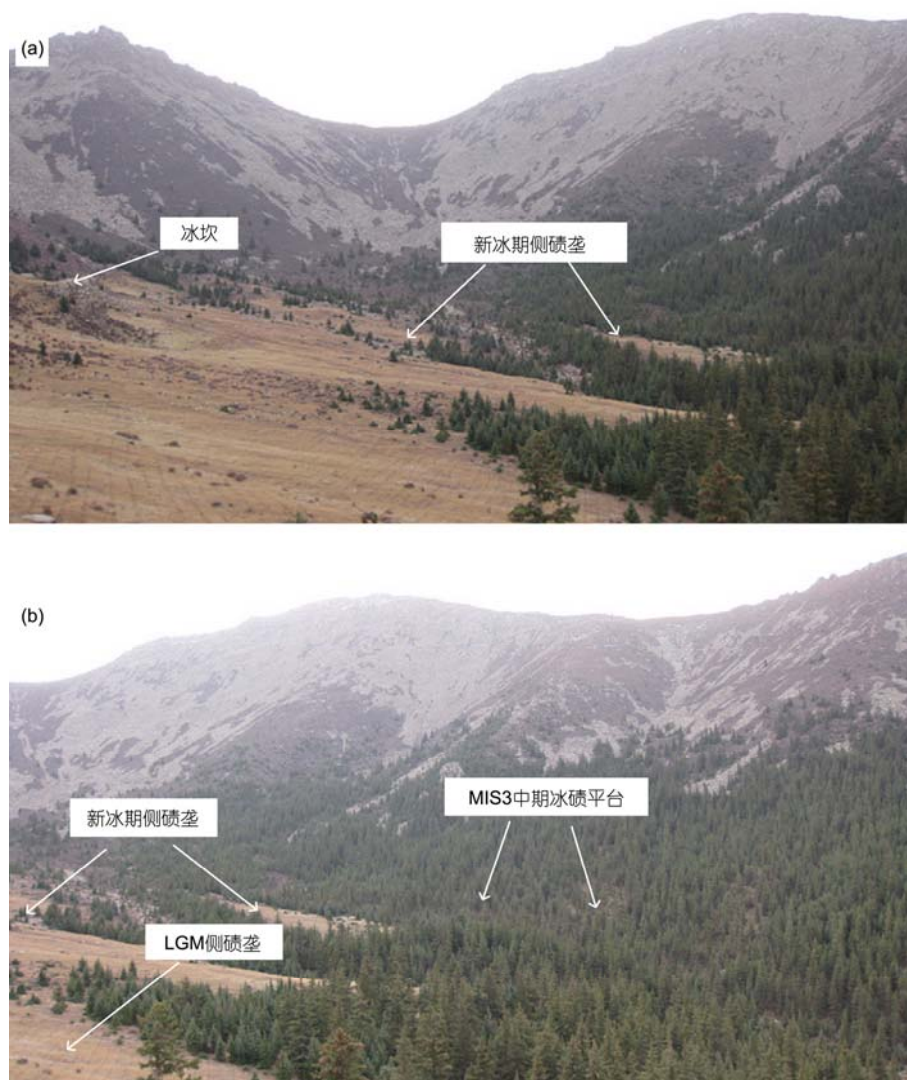


图 4 贺兰山麓家台冰川侵蚀与堆积地貌

(a) 麓家台冰斗内部发育的冰坎与新冰期侧碛垄以及冰斗后壁发育的寄生冰斗; (b) 麓家台冰斗内的 LGM 和 MIS3b 阶段的侧碛垄与冰碛平台

于后期的侵蚀作用被切开, 仅与两侧山坡相接, 延伸长度东西两侧大致相等, 在 40 m 左右. 根据冰斗平坦指数($F=a/2c$)计算, 其数值为 1.81, 符合冰川作用的特征. 此外, 在此冰斗后壁上, 发育一个寄生冰斗, 下缘已接近麓家台冰斗底部. 在其东西两侧环形发育 5 个宽浅不一的洼地(图 4(b)), 其平坦指数的数值与典型的冰斗偏离较大, 故而判断, 该洼地有可能是晚期悬冰川所塑造或者是雪蚀洼地.

第二级冰斗和 U 型洼地分布的海拔高度为 2800~3300 m, 其中, 以大关沟冰斗和边渠子沟冰斗为代表(图 5), 特点是没有明显冰斗后壁、呈不规则的喇叭形和三角形的冰斗, 冰斗下部深陷, 上缘与山坡相接, 其侵蚀特点是两侧边缘凹陷并呈直线型, 有些冰斗在纵剖面 and 横断面上显示出上凸的现象, 冰斗的下部被混杂块体所覆盖, 与第一级冰斗相比, 冰斗斜坡的坡度较缓和, 一般在 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 之间. 一般的冰斗后壁由于寒冻风化作用, 发育规模不等的顺冰斗壁向下延伸的条带状石河, 构成石河的砾石成分单一(砂岩和砾岩), 棱角分明, 对冰斗后壁起着破坏作用. 该级顺坡面发育的冰斗属于较典型的变性冰斗, 是更新世冰川作用的又一种重要形式和证据, 在与贺兰山相邻的祁连山等地也有发育, 其形成机理是占据冰斗凹陷部分的冰川低于压力熔点, 整体被冻结在冰床上, 在塑性和剪切变形作用下整体向下运动, 因而此类冰斗冰川侵蚀出的冰碛物含量很低. 此外, 在岔沟西北侧(C)、贺兰山主脊东侧(H1, H2, H3), 发育 U 型洼地.

(ii) 角峰和刃脊. 贺兰山主峰敖包疙瘩(3556 m)

为一明显的角峰, 是在其周围发育的冰斗冰川从不同方向溯源侵蚀的结果, 主峰处的基岩岩性为砂岩, 在长期的冻融作用下, 岩体比较破碎. 在边渠子沟和岔沟之间海拔 3400~3500 m 山脊, 为形态显著的刃脊地貌(图 6). 此外, 在边渠子冰斗和大关沟冰斗之间, 麓家台冰斗与杨家塘冰斗之间, 也保存着形态相对完整的刃脊地貌, 由于后期的寒冻风化作用, 部分区段刃脊地貌已经残破, 在敖包疙瘩主峰东西两侧, 可见到明显的冰缘岩柱.

3.2 冰川堆积地貌

冰川的堆积地貌主要以侧碛垄、终碛垄和冰碛平台的形式保存在岔沟和照北山沟. 堆积地貌分布的下限在海拔 2800 m 左右. 这些冰川堆积地貌显示了冰川进退的阶段性. 本文首次对研究区的冰川沉积物进行 OSL 和 ^{14}C 年龄测定(图 7), 结果显示贺兰山地区的冰川发育历史较晚, 只存在末次冰期以来的冰川遗迹, 分别为末次冰期中冰阶(MIS3 中期)、末次冰盛期、晚冰期和新冰期的冰进系列.

(i) 新冰期冰进. 在岔沟 2800~3100 m, 清晰地保存着 3 次冰川作用的堆积物(图 4(a), (b)). 在麓家台冰斗内部, 发育两条高 6 m, 长 500 m 左右, 宽 2~3 m 的侧碛垄, 其前缘延伸至冰坎附近, 后缘与麓家台冰斗后壁上的寄生冰斗相接, 应为寄生冰斗冰川流入早期冰斗底部所留下的沉积物, 冰碛垄由比较新鲜、棱角分明, 大小混杂, 无层理的砾石组成, 砾石直径一般 0.2~1 m, 成分主要为砂岩和砾岩, 砾石上可见明显的冰川擦痕, 冰碛物中缺乏细小颗粒,



图 5 大关沟与边渠子沟源头的变性冰斗



图 6 贺兰山主峰附近北东向发育的刃脊

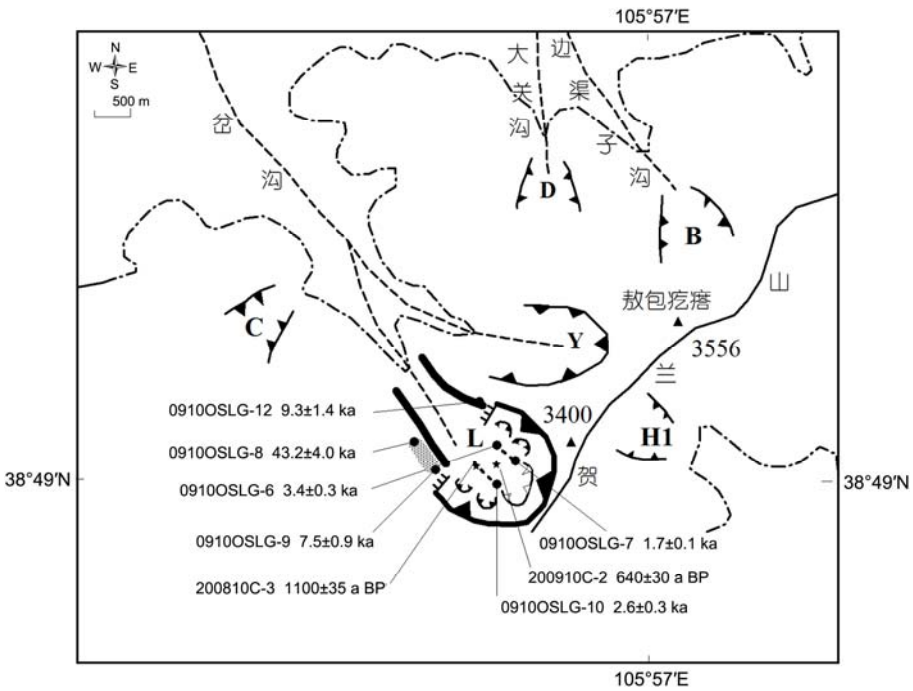


图 7 贺兰山主峰周围冰川发育时代定位图

基质成分较低，含量不足 10%，从冰碛物的新鲜程度与组成结构特点看，该侧碛堤的形成时间较短。采自冰斗东部侧碛垄冰碛基质的 OSL 年代数据为 3.4 ± 0.3 和 1.7 ± 0.1 ka。西侧冰碛垄细粒沉积物的 OSL 年代为

2.6 ± 0.3 ka，而发育在该冰碛垄之上的土壤 ^{14}C 年代 1100 ± 35 a BP，两条侧碛垄之间的冰斗湖相沉积物中有机质的 ^{14}C 年代是 640 ± 30 a BP，均证明为新冰期留下的产物。同期的冰川沉积物也保存在照北山沟

海拔 3100~3300 m 的冰斗内部(Z_1 , Z_2), 然而, 该期冰期冰川沉积物已经遭受破坏, 形态已经不明显.

(ii) 晚冰期冰进. 在照北山沟沟头黄土梁子附近发育两条近东西向的终碛垄(2800~2900 m)(图 3), 已经被现代流水切开, 是其东西两侧山体上的小型冰斗冰川冰舌进入支谷所产生的(Z_1 , Z_2 和 Z_3), 其中, 位于海拔 2860 m 处冰碛垄(图 8), 范围较小, 仅 30 m 左右, 保存在现代河床的西侧, 高出河床 5 m, 其上覆盖一层约 0.6 m 厚, 生长着草甸植被的黄土层. 暴露剖面显示该冰碛垄为混杂堆积, 颗粒呈悬浮支撑结构, 砾径 5~30 cm, 基质主要为细砂和粉砂. 该期冰川沉积物 OSL 年代为 12.0 ± 1.1 ka, 其上土壤的 ^{14}C 年代为 3900 ± 35 a BP. 上述年代数据说明该期冰川作用可能发生在末次冰期晚期, 相当于最近修订的近冰阶^[28]. 在下游现代河床东侧海拔 2820 m 保存着规模较大的冰川堆积物, 是东侧冰斗冰川舌流进支谷末端的产物. 从地貌与冰碛物组成特点看, 该终碛垄的形成时代应与保存在 2860 m 的终碛垄相同, 但测量的两个 OSL 样品结果为 0.9 ± 0.1 ka, 可能是采样过程中不慎曝光的原因. 在岔沟地区, 我们并没有发现晚冰期的冰川沉积物, 可能的原因是, 被东台面积较大的黄土状沉积物所掩盖, 而在野外考察时无法发现所致.

(iii) 末次冰盛期冰进(LGM). 麓家台冰斗前缘冰坎出口海拔 3020~2800 m 处, 顺岔沟现代河床两侧不对称保留着 2 条侧碛垄, 顺河床向下延伸约 1 km 左右. 该期侧碛垄上, 生长着青海云杉、冷杉等高大树木, 尽管两侧的侧碛垄上生长着树林, 但垄状形态明显. 东侧的冰碛垄比较高, 高出现代河床大约 25 m, 侧碛堤高 2~4 m, 内侧坡度较大, 大约 $30^\circ \sim 40^\circ$, 外侧坡度相对和缓, 坡度 $5^\circ \sim 10^\circ$. 从河床切开的暴露剖面看, 该条侧碛垄顶部覆盖着黄土状堆积物, 上缘黄土沉积物的厚度大, 随海拔高度的降低, 黄土沉积物的厚度逐渐变薄甚至消失, 在侧碛垄海拔 3000 m 左右的高度上, 覆盖着宽 350 m, 长 100 m, 厚 0.5~1 m 的黄土状堆积物(当地人称为东台), 剖面下部为混杂堆积, 砾石比较粗大, 无分选, 基质数量较少, 砾石成分以砂岩和砾岩为主, 大约占 90% 以上, 冰碛砾石无明显的风化现象, 其中发育熨斗石、五角形等多边形石块, 显示该堆积的冰川成因. 西侧的冰碛垄高出现代河床 10 m 左右, 与岔沟山体坡麓相接, 其上散乱分布着山体崩塌、滑坡等造成的大块砾石, 冰碛物组成与东面侧碛垄相当, 受不对称河流的切割, 该条冰碛垄的宽度和高度均较小. 虽然采自该套侧碛垄的 OSL 年代样品测试失败, 但是其上覆盖黄土沉积物的年代数据为 9.3 ± 1.4 ka, 结合冰川地貌特点



图 8 发育在照北山沟的晚冰期终碛垄

与冰碛物的风化程度,推断该期冰川沉积物的形成时代可能发生在末次冰盛期(LGM)。在照北山沟沟头, Z₁ 冰斗东侧顺坡发育的沟谷两侧,保存着比较明显的垄状地形,形成两条侧碛堤,略呈东西走向,长度较短,仅 400 m 左右,高 2~3 m,一直延伸到海拔 2850 m 左右,暴露剖面显示,底部为紫红色砂页岩,上覆大小混杂的冰碛物,冰碛砾石的风化程度不深,可与盆沟同期的冰碛垄相对比,冰碛物之上 40~60 cm 的黄土堆积物的 OSL 年代为 6.5±0.6 ka, 3.0±0.3 ka, 4.3±0.7 ka,推断其形成时代也应为末次冰盛期。

(iv) 末次冰期中冰阶冰进(MIS3 中期)。在麓家台冰斗西侧被切开的冰坎下方,末次冰盛期侧碛垄的外围,保存着一级冰碛平台(3030 m),高出现代河床约 30 m,延伸 150 m,与西侧山体坡麓相接,其上生长着鬼箭锦鸡儿等高山草甸植被和青海云杉,冰碛物大小混杂,基质成分明显增多,含量大约在 35%~40%,已经存在一定程度的风化。从该冰碛平台分布的地貌部位和冰碛物的组成上来看,应是另外一次冰川作用所留下的遗迹,冰碛平台基质的 OSL 数据为 43.2±4.0 和 7.5±0.9 ka,根据冰川沉积序列与地貌关系判断,7.5±0.9 ka 的年代结果与地质背景明显不符,可能是冰碛物沉积后受扰动所致,从冰碛物的组成、风化程度看,43.2±4.0 ka 应该为这次冰进的真实年龄,为末次冰期中冰阶的产物,时间可对应于 MIS3 中期。在照北山沟,没有发现该期冰川作用的沉积物。

4 结果分析与讨论

4.1 贺兰山冰期系列符合中国东部第四纪冰川作用规律

贺兰山主峰周围海拔 2800 m 以上保存完好的角峰、刃脊、冰斗、冰碛垄等遗迹显示这里在第四纪期间发生过冰川作用。本文获得的年代数据显示本区的冰川地形形成于末次冰期以来的冰川作用,这与中国东部(105°E)具备冰川发育条件的山地仅存在末次冰期的冰川遗迹的结论相吻合^[11]。野外的地貌调查发现, MIS3 中期的冰川地貌(冰碛平台)保存在 LGM 的侧碛垄外围,冰碛基质有一定程度的风化现象,顺盆沟谷向下断续分布,受两侧山体陡峻地势造成的块体运动改造,形态明显不如末次冰盛期地貌保存那样完好,但其轮廓依稀可见。

如果以 105°E 为分界线,可以将中国分为西部存在现代冰川作用区和东部无现代冰川作用区,而贺兰山恰好位于此界线附近,海拔高于 3500 m 而地理位置最北的山地。对比中纬地区西部与东部第四纪冰川的发育情况,贺兰山以西祁连山冷龙岭(4843 m)、天山博格达峰(5545 m)附近,更新世都发育 3 次冰期,即对应 MIS12 阶段的“中梁赣冰期”^[29]、倒数第二次冰期、末次冰期。在祁连山摆浪河流域,天山乌鲁木齐河源、托木尔峰南坡等地,确切的年代数据表明最老的冰进时段为 405~520 ka^[30~33],对应中梁赣冰期。贺兰山以东长白山(2691 m)、以南的太白山(3767 m),只存在末次冰期的冰川遗迹^[34~37]。天山、祁连山均无早更新世冰川作用,而与其位置相近的太白山,东部沿海的长白山只有末次冰期的冰川遗迹,位于其间的贺兰山自早更新世开始发育冰川的看法值得商榷。下面从影响冰川发育的贺兰山地貌演化、气候环境及其平衡线高度等方面进一步探讨。

4.2 贺兰山的抬升历史与速率

贺兰山横亘于鄂尔多斯盆地的西北缘,东以银川地堑与鄂尔多斯盆地相邻,西部与西北部紧邻阿拉善地块上发育的巴彦浩特盆地和吉兰泰凹陷,地质构造现象复杂,新构造运动活跃,对贺兰山与银川盆地的差异升降、贺兰山的抬升时限及其演化历史受到了地质地理工作者的广泛关注^[9,16,38,39]。据研究,贺兰山地区在中晚元古代至早古生代为坳拉槽沉积,晚古生代发生裂陷,中生代以来向东逆冲推覆,开始褶皱隆起^[40]。自始新世开始,由中生代形成的贺兰山与银川古断隆解体,直到第四纪期间,银川地堑向西扩大到贺兰山边,受印度洋板块向北俯冲及太平洋板块运移方向改变所产生应力场的影响,尤其是青藏高原隆升造成的挤压作用,晚更新世以来,山体强烈抬升,才最终形成山体与盆地直接过渡、地势鲜明的地貌格局。根据贺兰山现存地层的分布和岩浆及热液活动资料,赵红格等人^[16]进一步认为贺兰山的抬升时间在中侏罗纪之后,大规模隆起时间为始新世,上新世以来山体开始快速抬升。

对于贺兰山的抬升速率,由于不同学者考虑的时间段及计算方法的不同,所以其抬升速率在大小上存在较大的差异。杨景春等人^[39]对贺兰山山前洪积扇上的活动断层进行研究,通过距今 400 年前的明代长城被垂直错断 0.95 m,继而推断出全新世断层

的活动速率为 2.4 mm/a. 徐锡伟等人^[41,42]则认为银川-吉兰泰断陷盆地是中国大陆中轴构造带的一部分, 贺兰山东麓断裂作为其西界的控制带, 其全新世垂直滑动速率为 1.2 ± 0.4 mm/a. 由于贺兰山与银川盆地毗邻, 因此银川盆地的沉积速率可近似代表贺兰山的抬升速率. 据隗福鹏^[43]研究, 银川盆地晚更新世沉积速率为 3.33 mm/a, 赵红格等人^[16]认为银川地堑始新世以来开始发生强烈沉降, 第四纪时期银川地堑的沉积速率为 0.625 mm/a. 李吉均等人^[6-8]根据兰州附近黄河下切产生的阶地测算, “共和运动”(150 ka)导致龙羊峡下切幅度达到 900~1000 m, 如果将下切速率看作周围山体的抬升速率, 则可达到 6.0~6.7 mm/a. 考虑到贺兰山地区邻近青海共和盆地, 晚更新世以来的抬升速率逐渐增强, 因此本文采用较低的 3.5 mm/a 作为计算贺兰山各阶段的雪线高度和山体抬升速率.

4.3 贺兰山冰川发育的气候与构造之间的耦合关系

(i) 山体高度与氧同位素曲线所代表的平衡线之间的关系. 冰川的发育与否, 关键是看山体能否达到雪线以上的高度. 这在以往研究青藏高原的阶段隆升与冰川发育的耦合关系时经常被应用^[2]. Porter^[44]在研究夏威夷 Mauna Kea 火山冰川发育过程时, 也提出了相类似的假设, 将反映全球冰量变化的深海氧同位素曲线看作是平衡线变化的一个替代指标, 即不同时期氧同位素曲线的相对振幅和该地区冰川平衡线的总体波动大体相当, 将深海氧同位素曲线的最大振幅用间冰期(MIS1)和末次冰盛期(MIS2)的平衡线高度所限制, 讨论了 Mauna Kea 火山冰川发育与山体高度之间的关系. 为了显示贺兰山地区冰川发育的气候与构造之间的相互关系, 本文采用深海氧同位素曲线(MIS)代表共和运动(150 ka)以来的冰川平衡线的变化, 并用末次冰盛期的平衡线高度以及现代理论雪线高度值作为平衡线变化的最大振幅(图9). 采用 Ohmura 等人^[45]的方法, 计算现代理论雪线高度为 4724 m^[46]; 运用冰斗底部高程法、荷菲尔法、侧碛堤最大高度法等^[47]计算贺兰山末次冰盛期(LGM)的平衡线高度为 3050 m, 考虑到贺兰山以 3.5 mm/a 的速率抬升, 因此, 末次冰盛期的实际平衡线高度为 2980 m; 以 3500 m 作为贺兰山的平均山顶面, 用同样的抬升速率推算贺兰山在 150 ka 以来各个时段的山体高度. 图9显示: 贺兰山在 150 ka 以

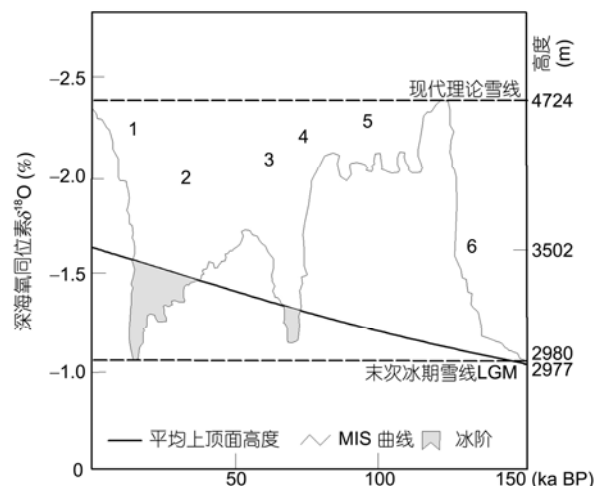


图9 深海氧同位素曲线(MIS)与平均山顶面高度变化关系图

前, 平均山顶面高度在 2975 m, 接近当时平衡线高度, 后来随着山体的抬升, 直到深海氧同位素第4阶段, 才开始与平衡线相交, 山体抬升到与当时冰期气候耦合的高度. 因此, 贺兰山的冰川作用发生在“共和运动”之后的末次冰期早中期(MIS3/4).

(ii) 气候环境变化与贺兰山末次冰期冰川发育. 第四纪冰期和间冰期的气候变化, 在黄土高原的黄土沉积剖面有清晰的反映(图10), 同时也控制着沙漠

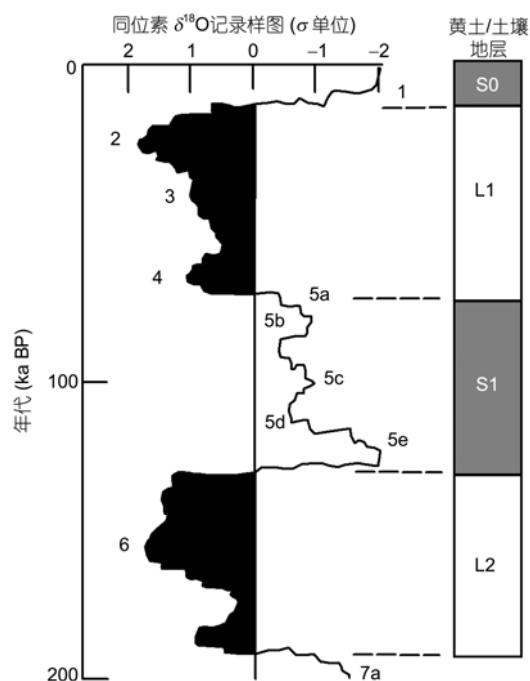


图10 200 ka BP 同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 随黄土/土壤变化曲线
据文献[48]修改

的进退、湖泊的扩张与萎缩,贺兰西侧内蒙古阿拉善左旗境内锡林高勒位于紫泥湖第四纪盆地,单鹏飞^[49,50]对锡林高勒以北的冲沟剖面进行研究,发现剖面主要是晚更新世湖相沉积,顶部被现代风沙所覆盖,反映寒冻作用的沙楔发育在上部湖相层中,说明该地区晚更新世的环境呈现湖泊-沙漠的交替变化,时代上对应于贺兰山的末次冰期。从邻区吉兰泰盐湖的演化来看,末次冰盛期时古吉兰泰湖解体收缩,湖水水质向半咸化方向转化,因此,与贺兰山邻近的紫泥湖地区湖泊与沙漠环境、黄土高原的黄土-古土壤系列变化均说明^[48,51~54],末次冰盛期的气候环境对冰川的发育是不利的,主要表现为冷干的气候条件,这与末次冰期早中期(MIS3/4)的气候明显不同,尤其是 MIS3 中期,古里雅冰芯的氧同位素记录显示^[55,56],此时的气温是以冷湿为主,不同于末次冰期的早晚阶段,近年的研究也在中低纬度的山地中发

现大量的 MIS3 中期冰进的地貌学与年代学证据^[57,58],这些均说明贺兰山地区冰川强烈扩展时期不在末次冰盛期,而在末次冰期的中冰阶或者早冰阶。

5 主要结论

(1) 贺兰山地区海拔 2800 m 以上存在典型的冰川作用遗迹,冰斗、角峰、刃脊、擦痕、冰坎以及侧碛垄与终碛垄指示这里在第四纪期间经历了冰川作用。

(2) OSL 以及 AMS ¹⁴C 测年结果显示,贺兰山地区的第四纪冰川发生的时限较晚,仅有末次冰期以来的古冰川遗迹,即末次冰期中冰阶(MIS3 中期)、末次冰盛期(LGM)、晚冰期和新冰期。

(3) 贺兰山地区第四纪冰川作用的发生,明显依靠山体的构造抬升与气候条件的耦合,尤其是共和运动之后导致山体抬升到雪线以上高度,从而发育冰川。

致谢 野外考察过程中得到贺兰山自然保护区张保红局长以及王兆铨的大力帮助,在此表示感谢。

参考文献

- 1 崔之久,伍永秋,刘耕年,等.关于“昆仑-黄河运动”.中国科学 D 辑:地球科学,1998,28: 53-59
- 2 Zhou S Z, Wang X, Wang J, et al. A preliminary on timing of the oldest Pleistocene glaciation in Qinghai-Xizang Plateau. *Quat Int*, 2006, 154-155: 44-51
- 3 施雅风.第四纪中期青藏高原冰冻圈的演化及其与全球变化的联系.冰川冻土,1998,20: 197-208
- 4 崔之久,陈艺鑫,张威,等.中国第四纪冰期历史、特征及成因探讨.第四纪研究,2011,31: 1-16
- 5 施雅风,李吉均,李炳元,等.晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化.地理学报,1999,54: 10-20
- 6 李吉均,方小敏,马海洲,等.晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起.中国科学 D 辑:地球科学,1996,26: 316-322
- 7 李吉均,方小敏,潘保田,等.新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响.第四纪研究,2001,21: 381-391
- 8 李吉均,方小敏.青藏高原隆起与环境变化研究.科学通报,1998,43: 1569-1574
- 9 单鹏飞,温晋林,璩向宁.贺兰山东麓新构造运动特征初探.干旱区地理,1991,14: 15-20
- 10 Hofmann J. Investigation of present and former periglacial, nival glacial features in Central Helan Shan (Inner Mongolia/Peoples Rep.of China). *Z Geomorph N F*, 1992, 86 (Suppl): 139-154
- 11 李吉均.季风亚洲末次冰期的古冰川遗迹.第四纪研究,1992,4: 332-339
- 12 王学印.贺兰山西麓冰川遗迹.宁夏地质学会会刊,1983,4: 42-48
- 13 王学印.贺兰山西麓第四纪冰川遗迹.天津地质矿产所所刊,1988,20: 149-156
- 14 《宁夏贺兰山地区第四纪古冰川的研究》课题组.贺兰山第四纪古冰川研究及意义.宁夏大学学报(自然科学版),1993,14: 80-83
- 15 耿侃,杨志荣.贺兰山气候特征与气候地貌.烟台师范学院学报(自然科学版),1990,6: 49-56
- 16 赵红格,刘池洋,王峰,等.贺兰山隆升时限及其演化.中国科学 D 辑:地球科学,2007,37(增刊): 185-192
- 17 Cui Z J, Yang C F, Liu G N, et al. The Quaternary glaciation of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas. *Quat Int*, 2002, 97-98: 147-153
- 18 Zhang W, Cui Z J, Feng J L, et al. Late Pleistocene glaciation of the Hulifang massif of Gongwang Mountains. *J Geogr Sci*, 2005, 15: 448-458
- 19 易朝路,刘克新,崔之久.天山乌鲁木齐河源末次冰期以来冰川沉积物 AMS 测年及其意义.科学通报,1998,43: 655-656
- 20 周尚哲,许刘兵,Colgan M,等.古乡冰期和白玉冰期的宇宙成因核素 ¹⁰Be 测年.科学通报,2007,52: 945-950

- 21 Cui Z J, Yang J F, Liu G N, et al. Discovery of Quaternary glacial evidence on Shesan Mountain in Taiwan, China. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45: 566–571
- 22 王旭龙, 卢演侑, 李晓妮. 细颗粒石英光释光测年: 简单多片再生法. *地震地质*, 2005, 27: 615–623
- 23 Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130000 yr for the Chinese Loess Plateau. *Quat Res*, 2007, 1: 152–160
- 24 Clarke M L, Rendell H M, Wintle A G. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, 1999, 29: 173–185
- 25 Richards B W, Owen L A, Rhodes E J. Timing of Late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. *J Quat Sci*, 2000, 15: 283–297
- 26 Aitken M J. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford: Oxford University Press, 1998. 216–239
- 27 王同利, 陈杰, 杨传成. Daybreak 厚源 α -计数仪的标定及测量影响因素的初步研究. *地震地质*, 2005, 27: 633–644
- 28 赵井东, 施雅风, 王杰. 中国第四纪冰川演化序列与 MIS 对比研究的新进展. *地理学报*, 2011, 66: 867–884
- 29 周尚哲, 李吉均, 张世强, 等. 祁连山摆浪河谷地的冰川地貌与冰期. *冰川冻土*, 2001, 23: 131–138
- 30 Zhao J D, Liu S Y, He Y Q, et al. Quaternary glacial chronology of the Ateayinake river valley, Tianshan Mountains, China. *Geomorphology*, 2009, 103: 276–284
- 31 Zhou S Z, Li J J, Zhang S Q. Quaternary glaciation of the Bailang River valley, Qilian Shan. *Quat Int*, 2002, 97–98: 103–110
- 32 Zhao J D, Zhou S Z, He Y Q, et al. ESR dating of glacial tills and glaciations in the Urumqi River headwaters, Tianshan Mountains, China. *Quat Int*, 2006, 144: 61–67
- 33 赵井东, 王杰, 上官冬辉. 天山托木尔河流域第四纪冰川沉积序列及其初步年代学. *冰川冻土*, 2009, 31: 628–633
- 34 张威, 闫玲, 崔之久, 等. 长白山现代理论雪线和古雪线高度. *第四纪研究*, 2008, 28: 739–745
- 35 张威, 牛云博, 闫玲, 等. 吉林长白山地晚更新世冰川作用. *科学通报*, 2008, 53: 1825–1834
- 36 田泽生, 黄春长. 秦岭太白山古冰川发育与黄土高原气候变迁. *地理研究*, 1990, 9: 15–23
- 37 刘耕年, 傅海荣, 崔之久, 等. 太白山佛爷池湖泊沉积理化分析反映的 8000 a BP 以来环境变化. *水土保持研究*, 2005, 12: 1–4
- 38 张进, 马宗晋, 任文军. 再论贺兰山地区新生代之拉张活动的性质. *石油学报*, 2004, 25: 8–11, 17
- 39 杨景春, 郭正堂, 曹家栋. 用地貌学方法研究贺兰山山前断层全新世活动状况. *地震地质*, 1985, 7: 23–31
- 40 单鹏飞. 贺兰山地区新构造运动与环境演变. 见: 中国第四纪冰川与环境研究中心, 中国第四纪研究委员会, 编. *中国西部第四纪冰川与环境*. 北京: 科学出版社, 1990. 299–304
- 41 徐锡伟, 于贵华, 马文涛, 等. 中国大陆中轴构造带地壳最新构造变动样式及其动力学内涵. *地学前缘*, 2003, 10(特刊): 160–167
- 42 中国国家地震局. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 1–335
- 43 隗福鹏. 宁夏新生代构造运动的若干表现和动力学过程. 见: *地震地质论文集*. 天津: 天津科学技术出版社, 1986. 1–217
- 44 Porter S C. Pleistocene snowlines and glaciation of Hawaiian Islands. *Quat Int*, 2005, 138–139: 118–128
- 45 Ohmura A, Kasser P, Funk M. Climate at the equilibrium line of glaciers. *J Glaciol*, 1992, 38: 397–411
- 46 王志麟. 贺兰山冰期与环境. 硕士学位论文. 大连: 辽宁师范大学, 2011. 1–60
- 47 Benn D I, Lehmkuhl F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quat Int*, 2000, 65–66: 15–29
- 48 Rost K T. Pleistocene paleoenvironmental changes in the high mountain ranges of central China and adjacent regions. *Quat Int*, 2000, 65–66: 147–160
- 49 单鹏飞. 腾格里沙漠东北缘末次冰期沙楔的首次发现及其意义. *科学通报*, 1996, 41: 160–163
- 50 单鹏飞. 贺兰山西侧紫泥湖地区晚更新世以来冰缘地貌过程与环境变化. *地质论评*, 1997, 43: 428–433
- 51 郭正堂, 彭淑珍, 魏兰英, 等. 二十二万年以来东亚夏季风的千年尺度变化及其在不同时期的差异. *第四纪研究*, 1999, 4: 299–303
- 52 An Z S, Poter S C. Millennial-scale climate oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, 1997, 25: 603–606
- 53 Su D H, Wu X H, Liu D S. Evolution of the summer monsoon regime over the loess plateau of the last 150 ka. *Science in China Ser-D*, 1996, 39: 503–511
- 54 Rost K T. Plaeo-climatic field studies in and along the Qinling Shan (central China). *Geol J*, 1994, 34: 107–120
- 55 姚檀栋, Thompson, L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯末次间冰期以来气候变化记录研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27: 447–452
- 56 邬光剑, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 末次间冰期以来古里雅冰芯微粒记录与极地冰芯的对比. *科学通报*, 2004, 49: 475–479
- 57 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS3(54–44 ka BP)冷期与冰川前进. *冰川冻土*, 2002, 24: 1–9
- 58 王杰. 青藏高原及周边地区 MIS3 中期冰进探讨. *第四纪研究*, 2010, 30: 1055–1065