

编者按：未来百年尺度的全球气候变化究竟产生何种后果，是当前激烈争议的议题。作者通过大量的调查与研究，提出了“地球与太阳内部的构造活动驱动了百年尺度的全球气候变化”的观点，认为百年尺度的全球气候变化是周期性变化的、是可预测的。刊发此文，只为抛砖引玉，展开学术争鸣，促进对这一社会热点问题的认识。

doi: 10.19388/j.zgdzdc.2021.03.01

引用格式：刘焰. 未来百年全球气候变化分析[J]. 中国地质调查, 2021, 8(3): 1-11. (Liu Y. Analysis of global climate change in the next one hundred years [J]. Geological Survey of China, 2021, 8(3): 1-11.)

未来百年全球气候变化分析

刘焰

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要：未来百年全球气候变化的影响是当前学术界激烈争议的议题，深入探讨全球气候变化的驱动机理才能正确认识全球气候变化。持续生长的青藏高原吸收了巨量的 CO₂，导致大气中 CO₂ 浓度大幅下降，使地球从温室气候进入到以冰期、间冰期交替出现为特征的冰室气候，青藏高原成为新生碳储库。在间冰期，青藏高原和蒙古高原将淡水输送到中低纬度内陆区（以下简称内陆区），导致内陆区的硅酸岩化学风化强烈，植被和湖相沉积发育，吸收了巨量大气 CO₂，是碳汇；在冰期，青藏高原、蒙古高原将内陆区表层淡水与尘埃最终输送到高纬度地区，导致内陆区荒漠化，对大气 CO₂ 的吸收量远小于其自身的排放量，内陆区成为碳源，使大气 CO₂ 浓度上升。这是中新世以来大气 CO₂ 浓度维持低浓度、准动态平衡的机理。地表平均温度的变化驱动了淡水在高、低纬度地区之间循环。人类巨量碳排放使全球大气 CO₂ 浓度暂时快速上扬，全球变暖，淡水回到内陆区，导致内陆区变绿，硅酸岩化学风化作用增强，吸收大气 CO₂ 的能力大幅提高，内陆区又变成碳汇，抑制大气 CO₂ 浓度的进一步上升；初步测算，最早 2050 年、最迟 2090 年，当大气 CO₂ 浓度达到 $(510 \pm 40) \times 10^{-6}$ 时，其快速上升的趋势将得到抑制；未来百年尺度的全球气候变化受地球和太阳内部的构造活动所驱动，是周期性变化的、是可预测。

关键词：青藏高原；全球气候变化；新生碳储库；表层水循环；碳排放

中图分类号：P461；X16；P595 文献标志码：A 文章编号：2095-8706(2021)03-0001-11

0 引言

随着地表平均温度和大气 CO₂ 浓度的上升，北大西洋和部分陆地吸纳大气 CO₂ 的能力减弱^[1-7]。数字模型计算也表明当前地球已知碳储库的碳汇能力下降^[2,8]，但人类碳排放还在增加，因此当前主流观点认为人类巨量碳排放难以被地球所吸收，未来大气 CO₂ 浓度将快速上扬，温室效应大幅增强，造成难以预测、不可逆的气候灾难^[1-4,8-10]。然而，大量的调查及观测结果表明，地表平均温度的变化

与人类碳排放之间并不是简单的线性对应关系。例如：人类在 21 世纪头 10 a 排放了巨量的 CO₂，大气 CO₂ 浓度快速上扬，但地表平均温度的上升却非常缓慢，存在明显的升温中断^[11-12]；2020 年，新冠疫情的突然爆发限制了人类活动，导致人类的碳排放量大幅降低^[13]，但地表平均温度并没有随人类碳排放量的减少而降低。据世界气象组织报道，2020 年的地表平均温度达到了 14.9 °C，比 1850 年约高 1.2 °C。这说明将地表平均温度的变化简单归因于人类碳排放是有问题的。这就需要研究者跳出现有视野，从更高层次重新审视全球气候-碳

收稿日期：2020-11-20；修订日期：2021-03-30。

基金项目：中国地质调查局“青藏高原中部羌塘—藏东地体构架及碰撞造山（编号：1212011121271）”和“国家自然科学基金“东喜马拉雅构造结火成碳酸岩岩石学研究及其构造意义（编号：49802018）”与“东喜马拉雅构造结变质结晶杂岩演化过程研究（编号：40572040）”项目联合资助。

作者简介：刘焰（1969—），男，研究员，主要从事青藏高原深部地质过程及其资源与环境效应的调查和研究。Email: yanliu0315@126.com。

相互作用过程,为未来适应和减缓气候变化、人类命运共同体的可持续发展提供新的科学依据。

主流观点认为:全球变暖会造成大陆冰川消融,淡水注入海洋,导致全球平均海平面快速上升,海水盐度下降;全球变冷则海水里的巨量淡水被长距离输送到大陆内陆,形成固体冰川,使海平面下降,海水盐度上升^[2,4,8-10]。这种传统的水循环模型强调淡水在大洋与两极大陆冰川之间分配,与其他大陆无关。这一观点无法解释在全球变冷期间巨量淡水如何从大洋迁移到大陆内部,以及当前全球3 600万 km²的荒漠如何形成。例如8 000 a前,撒哈拉是水草丰盛的大平原,适宜人类居住,古人类在此留下了众多遗迹,后来随着全球变冷,撒哈拉才变成荒漠^[14-15]。这就产生一个新问题,即当前荒漠化地区大陆表层的淡水哪里去了。在北极格陵兰岛永久性冰川中发现了大量的黄土颗粒,证明了北极冰川中有大量的物质并不是来自海洋,而是来自亚洲内陆^[16-17]。笔者提出“格陵兰岛冰川的形成是以亚洲内陆荒漠化为代价”^[18],可以较好地解释北极冰川中亚洲内陆物质的来源,但尚未深入探讨巨量淡水迁移的机理。未来100 a大陆表层淡水的循环机制是当前争议比较大,也是社会大众高度关注的另一个问题。

很早就有人认识到了印度大陆与亚洲大陆的持续汇聚驱动了全球气候变化^[19-22]。例如:青藏高原的形成和南海的张开改变了北半球的大气环流,导致了印度季风与东亚季风的形成^[19-21];持续生长的青藏高原吸收了巨量CO₂^[18],诱发了高纬度大陆冰川的形成^[22-23]和中低纬度大陆内陆的荒漠化^[20-22]。因此,青藏高原及周边地区是预测未来全球气候变化后果的关键区域。但遗憾的是,当前主流观点对青藏高原及周边区域的观察与研究结果重视不够,笔者认为这是上述相关争议产生的原因。为此,本文首先聚焦青藏高原及邻近地区,深入剖析印度大陆与亚洲大陆持续汇聚的过程及其气候效应,在充分整合不同学科、不同区域观测与研究成果的基础上,预测未来百年内全球气候变化的影响,以期对未来巨量大气CO₂低成本移除技术的研发以及2060年碳中和目标的实现提供新的科学依据。

万方数据

1 亚洲大陆地质概况

随着印度大陆持续楔入亚洲大陆,亚洲南部地区的上地壳发生强烈的水平缩短^[24-26],下地壳增厚,在始新世与渐新世之交形成了海拔4 000 m的原青藏高原(图1)^[18, 27-28]。

当时全球地表平均温度较高,中、低纬度地区降水丰沛,硅酸岩化学风化极为强烈,原青藏高原内部的山脉快速剥蚀,化学风化产物就近堆积于原青藏高原的内部和周边^[18, 24-26]。巨量的化学风化产物和动植物体随后被大型逆冲断层掩埋^[18, 29-32],与大气圈脱离接触,并转变为富含碳元素的岩浆(流体)和固体封存在高原内部及周边地区,使原青藏高原成为了新生的碳储库^[18],这是大气CO₂浓度在50万a之内快速下降 500×10^{-6} 的主要原因^[18]。南极永久性冰盖因此形成^[33],地球再次进入到冰期和间冰期交替发展的冰室气候。

南极冰川在中新世以来的间冰期大幅萎缩^[33],大型湖相盆地分布于高原内部^[18, 21, 24, 34],在这些盆地内部广泛发育亚热带动植物群^[35-37],原青藏高原成为了早期的亚洲水塔。随着印度大陆持续北向楔入亚洲大陆,原青藏高原不断向四周扩张^[18, 25-26]:南部,喜马拉雅山脉逐渐隆起;北部,可可西里、昆仑山脉、柴达木盆地、祁连山脉次第隆升;东部,龙门山脉形成;西北部,帕米尔高原逐渐形成(图1)。南海张开之后,与原青藏高原共同促成了亚洲季风系统的形成;之后,天山等山脉开始大幅隆升,塔里木盆地成为亚洲大陆内部的一个大型盆地。

高纬度地区大陆冰川在中新世以来的冰期大幅向中纬度地区扩张^[21, 33],此时,包括青藏高原、蒙古高原在内的中、低纬度大陆地区的湖泊大幅萎缩,大部分干涸或变成盐湖,湖相沉积匮乏,广泛发育沉积间断^[18, 21, 34, 38-42]。中国大陆植被分布也发生显著变化,亚热带植被从秦岭之北南撤至华南,青藏高原的森林植被大幅向东南方向退缩^[35, 37-38],蒙古高原内部只剩下少量耐寒耐旱植被^[38]。中国的大陆东部和台湾岛、日本等地广泛出现黄土堆积^[21, 43],亚洲内陆发育大型沙漠群,例如,塔里木盆地内部的塔克拉玛干沙漠在第四纪的昆仑冰期最终成型^[44-45],充分反映了中、低纬度陆地表层严重脱水,逐渐变成荒漠。

图2(a))。

2.2 冰期水汽循环机理

冰期地表平均温度和空气中的水汽含量较低,形成干冷气流。此时高原迅速降温,造成高原上部空气冷却下沉(图2(b))。因此北半球有2个冷源,一是青藏高原,另一则为西伯利亚和蒙古高原。同时,北极与赤道之间的温差扩大,冬季风因此大幅增强。强劲的冬季风从西伯利亚南下(图1),经过蒙古高原时得到进一步增强^[19-21, 46-47],东亚中、低纬度区存在广阔的高压区域(图2(b)),这时海水的蒸发作用比较弱,在这两方面共同作用下暖湿气流只能短暂停留在中国大陆东南缘和西北缘,难以深入到中国大陆腹地^[19-21, 46-47]。干冷气流常常

从西北向东南横扫中国大陆及邻区(图1、图2(b)),造成中国大陆长期干旱,粮食常常绝收^[43, 48]。干冷气流(东)南下途中持续吸收下垫面的热量,自身温度升高,因此能够裹挟大量亚洲内陆的水汽与沙尘,在地球自转作用下向东经中国台湾、日本等岛屿进入到太平洋,在那里再借助北向流动的上升气流,最终将亚洲内陆的水汽、黄土经北太平洋输送到北极(图1),诱发了亚洲中、低纬度地区的荒漠化^[18],这是黄土能堆积在中国台湾、日本、阿拉斯加等地^[21, 37-38, 43]的原因。此时,高纬度地区降水较为丰沛(图2(b)),气候寒冷潮湿^[43, 48],即地表平均温度的变化驱动了淡水在高、低纬度地区之间的循环(图2)。

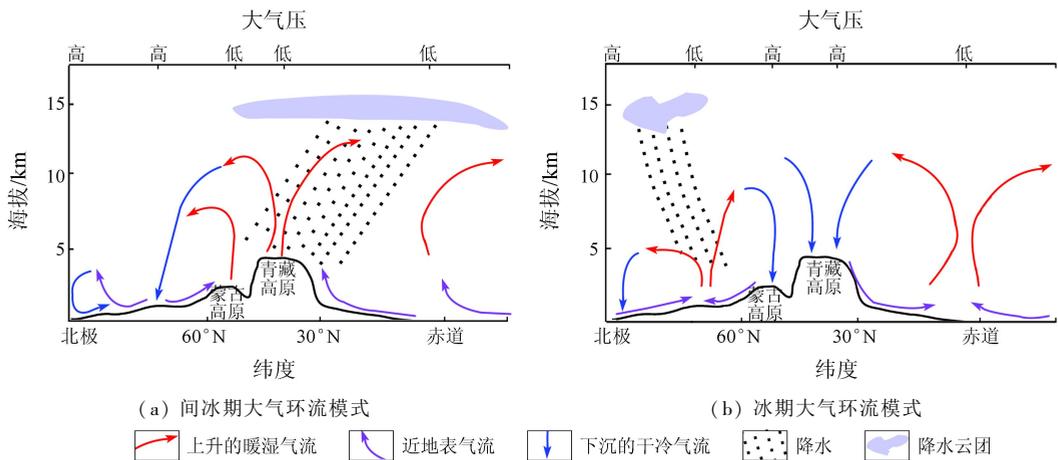


图2 间冰期和冰期大气环流示意图

(据文献[19-21, 48]修编)

Fig. 2 Sketch of atmospheric circulation during interglacial and glacial periods

(modified by [19-21, 48])

3 大气 CO₂ 浓度变化机理讨论

3.1 历史时期大气 CO₂ 浓度变化机制

65 万 a 至工业革命之前,大气 CO₂ 浓度变化呈

现低浓度、振荡走低趋势^[49]: 间冰期 CO₂ 浓度最高不超过 300×10^{-6} , 冰期时则没有低于 180×10^{-6} , 总体朝着 180×10^{-6} 缓慢收敛, 表明地球正朝着冰雪覆盖的星球(雪球)转变(图3)。

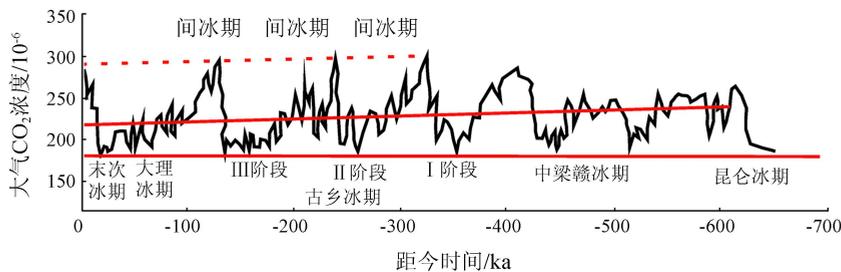


图3 晚更新世以来大气 CO₂ 浓度变化

(据文献[49]修编,冰期、间冰期资料引自[50-51])

Fig. 3 Atmospheric CO₂ concentration change in Late Pleistocene

(modified by [49], glacial and interglacial periods by [50-51])

主导历史时期大气 CO₂ 浓度变化的机制如下。

中、低纬度地区的表层淡水在冰期被输送到高纬度地区(图 2(b))形成固体冰川,全球陆地表层流体状态的淡水资源因此大幅减少,造成陆地植被面积缩小,荒漠化面积增加。硅酸岩以物理风化为主,化学风化极弱。内陆表层土壤、细粒湖相沉积物中的有机碳常被氧化成 CO₂,青藏高原内部的张性断裂带(图 1)持续释放大量的 CO₂^[18],即包括青藏高原在内的中、低纬度地区的荒漠以释放 CO₂ 为主,是碳源,这是大气 CO₂ 浓度接近 180×10^{-6} 时就不再下降(图 3)转而上升的原因。大气 CO₂ 浓度上升,地表平均温度升高,高纬度大陆冰川融化,基岩裸露地表重新接受化学风化,同时森林植被又重新出现在高纬度冰川地区,两者共同消耗大量的大气 CO₂。此时,巨量淡水被输送到中、低纬度荒漠化的区域(图 1、图 2(a)),使其森林植被面积快速增加,光合作用增强,硅酸岩化学风化速率大幅提高,使中低纬度地区从碳源转变为碳汇,这是自然界大气 CO₂ 浓度难以超过 300×10^{-6} 并随后快速下降(图 3)的主要原因。青藏高原还在持续生长,频繁发生的大地震将硅酸岩化学风化产物和动植物体输送到高原内部圈闭起来,与大气圈隔离^[18],这是大气 CO₂ 浓度在最近 60 万 a 之间缓慢下降 22×10^{-6} ^[49] 的原因(图 3)。持续生长的青藏高原推动地球朝着雪球转变,进一步佐证了印度大陆与亚洲大陆的持续汇聚驱动了全球气候变化。

3.2 未来百年陆地碳汇主要影响因素讨论

人类巨量碳排放打破了工业革命之前大气 CO₂ 浓度的变化范围^[49],未来百年内人类能否阻止大气 CO₂ 浓度的快速上扬是当前社会高度关注的问题。鉴于陆地碳汇量与地表平均温度、降水量等因素密切相关,因此需先估算这些因素,才能进一步深入探讨该问题。

3.2.1 地表平均温度变化分析

地表平均温度的变化与太阳内部的构造活动、温室气体浓度、地球轨道参数以及火山喷发等因素有密切的联系。

太阳内部的构造活动导致到达地表的太阳能量呈现周期性变化,这是地表平均温度发生剧烈变化的主要因素。常用太阳黑子活动周期表征这种周期性的变化;当太阳黑子周期较长,太阳不活跃(太阳变冷),到达地表的能量偏低,地表平均温度

显著下降^[11-12, 48];当太阳活跃时(太阳变暖)时,到达地表的能量偏高,地表平均温度显著上升^[11-12, 48]。

大气 CO₂ 是重要的温室气体,其浓度越高,温室效应越强,地表平均温度会相应升高。

考虑未来百年尺度地球轨道参数不会发生大的变化,本文忽略轨道参数对地表平均温度变化的影响。

巨型火山喷发可诱发火山冬天,使太阳能量无法顺利到达地表,地表平均温度快速降低。例如,1815 年的坦博拉火山大喷发就导致 1816 年地表平均温度下降了 $3 \sim 4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[52-53],显示地球内部的构造活动可以直接影响全球气候变化。但目前还难以准确预测巨型火山何时再喷发,因此本文假定未来 100 a 内不发生坦博拉式的巨型火山喷发,在这个前提下讨论地表平均温度的变化。

2000—2019 年,太阳变冷^[11-12, 48],到达地表的太阳能量偏低,地表平均温度理论上应该下降,但由于这段时间大气 CO₂ 浓度持续升高^[2],温室效应大幅增强,最终地表平均温度变化不大,但存在明显的升温中断^[11-12]。2020—2050 年,太阳又将进入新的活跃期^[11-12, 48]。当前大气 CO₂ 浓度已经突破 410×10^{-6} ,并且还在持续增加,2050 年时的大气 CO₂ 浓度较高、温室效应较强,两强叠加使未来 30 a 的地表平均温度大幅上升。初步估算^[11-12, 54],到 2050 年时,地表平均温度还将上升 $1.5 \sim 2.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。2050 年之后,太阳又将进入新的变冷期^[48],但那时大气 CO₂ 浓度更高,温室效应更强,可以部分抵消太阳能量下降对地表温度的影响。因此本文推测在 2050 年之后,地表平均温度的下降幅度不大,能够维持在 $16 \sim 17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,使地球再次回到了上新世(距今 330 万 a 前)大间冰期的气候环境。太阳内部的构造活动驱动了百年尺度的地表平均温度变化,这就是 2020 年人类碳排放急剧下降^[13],但地表平均温度相比 1850 年依然大幅上扬的原因。

3.2.2 内陆地区降水量和植被讨论

前已指出,未来百年的气候环境与上新世间冰期的气候相似,本文遵循“以古鉴今”的研究思路,结合上新世以来间冰期的古年降水量数据和古植被(化石)资料等预测未来百年内陆地区的降水量和植被面积。

古植物化石与现今植物的对比研究显示,青藏高原西部海拔4 200 m的地区在上新世大间冰期为亚热带雨林气候,年降水量高达600~700 mm,广泛生长着亚热带雨林植物^[36-37];而现今青藏高原西部海拔4 200 m的地区却为荒漠区,年降水量只有几十毫米,是典型的干冷气候环境^[36]。高原其他地区,例如昆仑山脉北坡,在上新世间冰期同样发育大量的森林植被,年降水量可达800 mm^[35, 37]。

现代的柴达木盆地属于典型的干冷气候地区,年降水量不到50 mm,盐湖发育,植被匮乏;但在3万~4万 a前的间冰期(MIS3阶段)柴达木盆地属于大型淡水湖区,大型乔木发育,年降水量高达350 mm^[21, 47, 55]。柴达木盆地东侧的青海湖也同样经历了由大型淡水湖泊转变为咸水湖的过程^[55]。

青藏高原西北侧荒漠化的塔里木盆地(图1)在上新世晚期—早更新世期间为大型内陆淡水湖泊,广泛发育河湖相沉积岩,降水丰沛,直到中更新世全球急剧降温、降水量快速减少之后,才逐渐转变为荒漠区^[21, 44-45]。现今青藏高原北东侧的腾格里、巴丹吉林等大型沙漠在过去的间冰期均多次发生大幅萎缩事件,森林植被曾多次在这些现今的荒漠地区快速扩张^[55-57]。

在形成于寒冷干旱条件下的黄土高原发现了多层形成于温暖湿润环境的古土壤夹层^[39, 55],反映在间冰期降水量较大,在风成黄土之上多次形成沼泽—湿地,继而发育了有机质丰富的古土壤^[42, 58]。

在20世纪60年代,拉萨的年降水量仅为400 mm^[59],但当前已突破560 mm。高原冰川总面积正在扩大,高原湖泊水位显著上涨,空气更加湿润^[18]。今日青藏高原北部的那曲、中西部的定日与狮泉河等地已经可以看到室外生长的松树等大型乔木。毛乌素沙漠森林覆盖率大幅提高^[60-61],反映随着地表平均温度和大气CO₂浓度的上升,森林植被正在内陆荒漠地区快速扩张。

长周期的历史记录和短周期的现今观测数据均反映全球地表平均温度的变化驱动了淡水在高、低纬度之间的循环(图2)。全球地表平均温度越高,中、低纬度内陆地区的降水量越大(图2(a)),两者大体呈正相关,森林植被快速扩张,即“暖湿化”现象^[39-42]。因此,本文认为在2050年时,中国大陆沙漠面积快速缩小,森林和湿地面积快速扩张。

3.2.3 未来百年全球大气CO₂浓度分析

为探讨未来百年大气CO₂浓度,需估算未来百万方数据

年内陆地区碳汇量。本文采用上新世以来间冰期的地质记录作为边界条件计算未来内陆地区的碳汇。需要说明的是,本计算只计算堆积和埋藏在大陆内部、消耗大气CO₂之后新形成的产物,包括动植物体和新生碳酸盐矿物,未计算封存于大陆架上、来源于陆地的有机碳^[62]。计算公式为

$$Q = \rho v S (C_{org} + C_{inorg}) + q \quad (1)$$

式中: ρ 为区域表层的平均密度, t/m³; v 是区域内碳平均年埋藏速率, mm/a; S 为区域面积, 万 km²; C_{org} 为该区域内地表下消耗大气CO₂后新生成的有机碳含量, 按 C 计量, %; C_{inorg} 是地表下消耗大气CO₂后新形成的无机碳含量, 按 CO₂ 计量, %; q 为区域地表上植被通过光合作用吸收大气CO₂的量, 按 C 计量。

碳的平均年埋藏速率(v)是指某一区域在一年时间里净埋藏CO₂的速率。例如,山体滑坡、泥石流等将森林植被和通过硅酸岩化学风化作用新生成的碳酸盐岩快速埋藏在陆地的某一区域内,可计算出这一区域内碳的平均埋藏速率;洪水可将大量的森林植被和新生成的碳酸盐矿物埋藏在河道及两侧,同样可计算出这一区域内碳的平均埋藏速率。可分别用年平均沉积速率、森林蓄积量近似代替碳的平均年埋藏速率和 q 值。本文计算所采用的边界条件如下:

中国境内有540万 km²的高寒区和荒漠、半荒漠区(胡焕庸线西北侧,按56%的国土面积计算,表1)。如前所述,随着全球地表平均温度和大气CO₂浓度的进一步上升和全球降水模式的转变,

表1 2050年中、低纬度内陆区大气CO₂吸收量估算

Tab.1 Atmospheric CO₂ absorbability in inland regions of middle - low latitude in 2050

区域	S/ 万 km ²	v/ (mm a ⁻¹)	(C _{org} + C _{inorg})/%	ρ / (t m ⁻³)	碳汇量/ 亿 t
中国大陆(胡焕庸线之西北侧)	540	1.0	76	2.2	90.29
蒙古、帕米尔、伊朗等高原,喜马拉雅前陆盆地、阿拉伯半岛	1 700	1.0	76	2.2	284.24
撒哈拉沙漠,澳洲与美洲沙漠等	1 500	0.3	76	2.2	75.24
总和	3 740				449.77

注:表中变量 S 、 v 、 C_{org} 、 C_{inorg} 及 ρ 物理意义同式(1)。

2050年中、低纬度地区的荒漠、半荒漠向森林、湿地或沼泽转变^[18, 21, 48], 有机碳和无机碳的埋藏速率增加, 内陆区成为碳汇。

硅酸岩化学风化速率、山脉剥蚀速率、植被覆盖面积、光合作用强度与地表平均温度、降水量及大气 CO₂ 浓度呈正相关^[63-64]。如前所述, 未来全球地表平均温度、大气 CO₂ 浓度和降水量的升高将大幅增强中国大陆的硅酸岩化学风化速率^[59, 63-66], 进而提高碳埋藏速率。孙爱芝等^[58]报道了海原断裂带附近全新世大暖期的碳埋藏速率高达 1.5 mm/a, 柴达木盆地上新世冰期的碳埋藏速率至少为 1.0 mm/a^[65-66]; 袁广祥等^[67]的估算显示了 2000 年发生的易贡大滑坡的碳埋藏速率高达 149.0 mm/a。因此, 本文将喜马拉雅前陆盆地、藏东南地区纳入碳汇估算(表 1)。虽然碳的埋藏速率在稳定的盆地中心较低, 例如塔里木盆地腹地区冰期的碳埋藏速率只有 0.3~0.4 mm/a^[68], 但塔里木盆地周缘地区冰期的年碳埋藏速率相对较高, 为 0.8~1.0 mm/a^[69-70]。蒙古高原在温暖时期的年碳埋藏速率同样比较高^[71]。考虑到中国大陆活动断裂发育(图 1), 未来在高降水量的影响之下, 泥石流、山体滑坡更加频繁发生^[72-73], 这会导致 2050 年时的碳埋藏速率比现今更高。因此, 本文取其平均值 1.0 mm/a 进行估算(表 1)。

前人观测数据表明, 若地表植被发育, 则有机碳埋藏速率高^[24, 62, 65-66]。依据各地地质历史温暖期沉积地层的实测数据^[58-71], 考虑 2050 年时地表植被茂盛, 泥石流、山体滑坡频繁发生^[72-73], 本文取平均值进行估算: 40% 无机碳 C_{inorg} 按 CO₂ 计量; 10% 有机碳 C_{org} 按 C 计量, 两者换算成总碳量为 76% (按 CO₂ 计); 沉积层密度 ρ 按 2.2 t/m³ 计算(表 1)。需要说明的是由于本文计算已充分考虑了泥石流、洪水等掩埋了部分地表植被, 为避免重复计算, 暂不考虑 q 值, 这导致本文估算结果偏低。

根据上述数据可估算出 2050 年时, 中国大陆胡焕庸线的西北侧每年可吸收 90.29 亿 t 大气 CO₂ (表 1)。另, 本文研究认为东起蒙古高原, 经喜马拉雅山脉及前陆盆地、帕米尔高原, 西至伊朗高原、阿拉伯半岛(不含中国大陆)的中亚广大地区在 2050 年时降水丰沛, 植被发育。这些地区受印度大陆与亚洲大陆持续汇聚作用的影响较大, 活动断裂发育, 地震频繁发生, 因此本文对这些地区的取值万方数据

与当前中国大陆荒漠区的取值相同, 其在 2050 年时的年吸收大气 CO₂ 的量可达 284.24 亿 t(表 1)。同理, 本文假设非洲的撒哈拉沙漠、印度大陆西南部的沙漠、澳大利亚的荒漠以及美国内华达沙漠在 2050 年时的森林植被面积扩大。考虑这些地区地势平坦、地壳活动性弱, 因此埋藏速率按 0.3~0.4 mm/a 进行估算, 这些地区的大气 CO₂ 年吸收量为 75.24 亿 t(表 1), 即中低纬度地区现今荒漠化的区域和喜马拉雅前陆盆地等地区, 未来大气 CO₂ 的年吸收量约为 450 亿 t(表 1)。

因此在 2050 年前后, 当大气 CO₂ 浓度达到 $(470 \sim 480) \times 10^{-6}$, 有望平衡人类的碳排放, 大气 CO₂ 浓度将不再大幅上扬。需要指出的是, 本文估算的前提条件是现今全球荒漠区全部变成沼泽或湿地, 如果届时森林植被未完全覆盖这些区域, 则本文估算的误差较大。为此, 本文做另一估计, 假设 2090 年前后的地表平均温度不低于 2050 年的, 届时大气 CO₂ 浓度将达到 $(500 \sim 550) \times 10^{-6}$, 森林植被可完全覆盖现今中、低纬度荒漠区, 自然碳汇可以与人类碳排放达到新的平衡, 大气 CO₂ 浓度将不再大幅上扬。

为进一步评估本文估算结果的合理性, 本文与其他方法获得的大陆碳汇量进行了对比分析。据最近发表的中国大陆碳汇估算结果^[74]: 胡焕庸线之东南侧的陆地每年吸收 CO₂ 约 40 亿 t, 这一区域目前的森林覆盖较好, 所以吸收大气 CO₂ 的量比较大; 而胡焕庸线之西北侧荒漠区的吸收量则可以忽略不计, 反映陆地森林覆盖越好, 碳汇量就越大。本文详细讨论了未来随着地表平均温度和大气 CO₂ 浓度的上升, 胡焕庸线之西北侧新生的森林面积将远远超过当前胡焕庸线之东南侧的森林面积。此外, 青藏高原及邻区活动断裂发育(图 1), 导致这一区域的硅酸岩化学风化速率在相同的温度、降水量等边界条件下, 远远高于胡焕庸线东南地区^[67]。更重要的是, 胡焕庸线之西北侧多为内陆地区, 碳就地埋藏速率高, 进入海洋的碳远远少于胡焕庸线之东南侧的。这 3 个因素叠加, 将导致未来胡焕庸线之西北侧的碳汇量远远超过现今中国大陆碳汇量^[74], 初步估算应该是后者的两倍有余, 即本文的预测结果是合理的。

当前大气 CO₂ 浓度以每年 2.3×10^{-6} 的速率快速上升^[2], 这是由于当前全球地表平均温度还比较

低、内陆地区降水量太少、森林植被较为匮乏。例如,2000—2010年地表平均温度存在明显的升温中断^[11-12],巨量淡水难以输送到内陆地区,造成内陆地区吸收大气CO₂的能力较弱。未来30a,全球地表平均温度将大幅上扬,巨量淡水能够被输送到内陆荒漠地区,使内陆地区森林植被快速扩张,届时全球大气CO₂浓度上升速率将会逐步下降。人类巨量碳排放虽然让当前全球大气CO₂浓度暂时突破了过去60万a以来的波动范围^[49],但未来全球大气CO₂浓度的变化依然要遵循自然规律,不会无限制地快速大幅上扬。

4 结论

地表平均温度的变化驱动了淡水在高、低纬度地区之间的循环。人类巨量碳排放不会导致未来大气CO₂浓度无限快速上扬,到2050—2090年时,大气CO₂浓度达到 $(510 \pm 40) \times 10^{-6}$,基本保持稳定。因此,本文认为未来百年尺度的气候变化是可预测的、是周期性变化的,它受制于地球与太阳内部的构造活动。

致谢:王猛、杨耀、苑婷媛、伍连东分别参加了前期调查与研究,野外工作得到了西藏地质调查研究院的大力支持与帮助,审稿人和编辑多次的修改与评论大幅提升了本文论述水平,在此表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- [1] McKinley G A, Fay A R, Takahashi T, et al. Convergence of atmospheric and North Atlantic carbon dioxide trends on multidecadal timescales[J]. *Nat Geosci*, 2011, 4(9): 606–610.
- [2] Le Quéré C, Raupach M R, Canadell J G, et al. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide[J]. *Nat Geosci*, 2009, 2(12): 831–836.
- [3] Watson A J, Schuster U, Bakker D C E, et al. Tracking the variable North Atlantic sink for atmospheric CO₂[J]. *Science*, 2009, 326(5958): 1391–1393.
- [4] Canadell J G, Le Quéré C, Raupach M R, et al. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks[J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2007, 104(47): 18866–18870.
- [5] Pan Y D, Birdsey R A, Fang J Y, et al. A large and persistent carbon sink in the world's forests[J]. *Science*, 2011, 333(6045): 988–993.

万方数据

- [6] Piao S L, Ciais P, Friedlingstein P, et al. Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming[J]. *Nature*, 2008, 451(7174): 49–52.
- [7] Zhao M S, Running S W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009[J]. *Science*, 2010, 329(5994): 940–943.
- [8] Friedlingstein P, Cox P, Betts R, et al. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C4MIP model intercomparison[J]. *J Climate*, 2006, 19(14): 3337–3353.
- [9] Lenton T M, Rockström J, Gaffney O, et al. Climate tipping points: too risky to bet against[J]. *Nature*, 2019, 575(7784): 592–595.
- [10] Steffen W, Rockström J, Richardson K, et al. Trajectories of the earth system in the anthropocene[J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115(33): 8252–8259.
- [11] Kaufmann R K, Kauppi H, Mann M L, et al. Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008[J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2011, 108(29): 11790–11793.
- [12] Roberts C D, Palmer M D, McNeall D, et al. Quantifying the likelihood of a continued hiatus in global warming[J]. *Nat Clim Change*, 2015, 5(4): 337–342.
- [13] Le Quéré C, Peters G P, Friedlingstein P, et al. Fossil CO₂ emissions in the post-COVID-19 era[J]. *Nat Clim Change*, 2021, 11(3): 197–199.
- [14] Griffiths M L, Johnson K R, Pausata F S R, et al. End of Green Sahara amplified mid- to late Holocene megadroughts in mainland Southeast Asia[J]. *Nat Commun*, 2020, 11(1): 1–12.
- [15] Bunbury J, Ikram S, Roughley C. Holocene large lake development and desiccation: Changing habitats in the Kharga Basin of the Egyptian Sahara[J]. *Geoarchaeology*, 2020, 35(4): 467–486.
- [16] Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland ice sheet project 2 ice core, summit, Greenland[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(C12): 26765–26781.
- [17] Ram M, Koenig G. Continuous dust concentration profile of pre-Holocene ice from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: Dust stadials, interstadials, and the Eemian[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(C12): 26641–26648.
- [18] 刘焰. 人类巨量碳排放后果分析: 来自青藏高原综合调查的启示[J]. *中国地质调查*, 2019, 6(3): 1–13.
Liu Y. Effects of huge anthropogenic carbon emission: Inspiration from comprehensive investigations of Tibetan Plateau[J]. *Geol Surv China*, 2019, 6(3): 1–13.
- [19] 叶笃正. 青藏高原对于大气环流影响的季节变化[J]. *气象学报*, 1952, 23(1/2): 33–47.
Ye D Z. Seasonal variations of the effects of the Tibetan Plateau on atmospheric circulation[J]. *Acta Meteor Sin*, 1952, 23(1/2): 33–47.
- [20] Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon[J]. *Rev Geophys*,

- 1993,31(4):357-396.
- [21] Lehmkuhl F, Haselein F. Quaternary paleoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (western China and western Mongolia) [J]. *Quatern Int*, 2000, 65/66:121-145.
- [22] Troll C. The Upper Limit of Aridity and the Arid Core of High Asia [M]//Troll C. *Landschaftsö Kologie der Hochgebirge Eurasiens*. Wiesbaden: Franz Steiner Verlag GMBH, 1973: 237-243.
- [23] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate [J]. *Nature*, 1992, 359(6391):117-122.
- [24] 张克信, 王国灿, 季军良, 等. 青藏高原古近纪—新近纪地层分区与序列及其对隆升的响应 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40(12):1632-1654.
Zhang K X, Wang G C, Ji J L, et al. Paleogene - Neogene stratigraphic realm and sedimentary sequence of the Qinghai - Tibet plateau and their response to uplift of the plateau [J]. *Sci China Earth Sci*, 2010, 53(9):1271-1294.
- [25] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. *Science*, 2001, 294(5547):1671-1677.
- [26] Wang C S, Dai J G, Zhao X X, et al. Outward - growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review [J]. *Tectonophysics*, 2014, 621:1-43.
- [27] Rowley D B, Currie B S. Palaeo - altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet [J]. *Nature*, 2006, 439(7077):677-681.
- [28] Liu Y, Yang Z Q, Wang M. History of zircon growth in a high - pressure granulite within the eastern Himalayan syntaxis, and tectonic implications [J]. *Int Geol Rev*, 2007, 49(9):861-872.
- [29] Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, et al. Geological records of the Lhasa - Qiangtang and Indo - Asian collisions in the Nima area of central Tibet [J]. *GSA Bull*, 2007, 119(7/8):917-933.
- [30] 吴珍汉, 赵珍, 叶培盛, 等. 青藏高原中部色林错—伦坡拉逆冲推覆构造系统 [J]. *地球学报*, 2016, 37(4):441-448.
Wu Z H, Zhao Z, Ye P S, et al. The Siling Co - Lunpola thrust systems in the central Tibetan Plateau [J]. *Acta Geosci Sin*, 2016, 37(4):441-448.
- [31] 李亚林, 王成善, 伊海生, 等. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起 [J]. *地质学报*, 2006, 80(8):1118-1130, 1234.
Li Y L, Wang C S, Yi H S, et al. Cenozoic thrust system and uplifting of the Tanggula mountain, Northern Tibet [J]. *Acta Geol Sin*, 2006, 80(8):1118-1130, 1234.
- [32] 伍连东, 苑婷媛, 金海龙, 等. 西藏西北部浅变质石英砂岩岩石学特征及其构造意义 [J]. *岩石学报*, 2018, 34(3):701-718.
Wu L D, Yuan T Y, Jin H L, et al. Petrology of low - grade metamorphic quartz sandstones within northwestern Tibetan regions: Implications to the tectonic evolution of the northwestern Tibet [J]. *Acta Petrol Sin*, 2018, 34(3):701-718.
- [33] Zachos J C, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present [J]. *Science*, 2001, 292(5517):686-693.
- [34] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原古大湖与夷平面的关系及高原面形成演化过程 [J]. *现代地质*, 2009, 23(6):993-1002.
Wu Z H, Wu Z H, Hu D G, et al. Vast paleo - lakes, planation surface and topographic evolution of the Tibetan plateau [J]. *Geoscience*, 2009, 23(6):993-1002.
- [35] 孔昭宸, 杜乃秋, 山发寿. 青藏高原晚新生代以来植被时空变化的初步探讨 [J]. *微体古生物学报*, 1996, 13(4):339-351.
Kong Z C, Du N Q, Shan F S. A preliminary study of vegetational changes in space - time on Qinghai - Xizang Plateau since late Cenozoic [J]. *Acta Micropalaeontol Sin*, 1996, 13(4):339-351.
- [36] 黄健, 苏涛, 李树峰, 等. 西藏札达盆地上新世植物群及古环境 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2020, 50(2):220-232.
Huang J, Su T, Li S F, et al. Pliocene flora and paleoenvironment of Zanda Basin, Tibet, China [J]. *Sci China Earth Sci*, 2020, 50(2):220-232.
- [37] 徐仁. 西藏古植被的演变与青藏高原的隆起 [J]. *植物分类学报*, 1982, 20(4):385-391.
Xu R. The uplift of the Qinghai - Xizang (Tibet) Plateau in relation to the vegetational changes in the past [J]. *Acta Phytotaxonom Sin*, 1982, 20(4):385-391.
- [38] 江樟焰, 伍永秋, 崔之久. “昆仑 - 黄河运动”与我国自然地理格局的形成 [J]. *北京师范大学学报: 自然科学版*, 2005, 41(1):85-88.
Jiang Z Y, Wu Y Q, Cui Z J. Kunlun - Yellow River tectonic motion and formation of modern physical geography pattern of China [J]. *J Beijing Normal Univ: Nat Sci*, 2005, 41(1):85-88.
- [39] 施雅风, 赵井东. 40~30 ka BP 中国特殊暖湿气候与环境的发现与研究过程的回顾 [J]. *冰川冻土*, 2009, 31(1):1-10.
Shi Y F, Zhao J D. The special warm - humid climate and environment in China during 40-30 ka BP: Discovery and review [J]. *J Glaciol Geocryol*, 2009, 31(1):1-10.
- [40] 施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨 [J]. *中国科学(D辑)*, 1998, 28(3):263-271.
Shi Y F, Tang M C, Ma Y Z. Linkage between the second uplifting of the Qinghai - Xizang (Tibetan) Plateau and the initiation of the Asian monsoon system [J]. *Sci China Ser D Earth Sci*, 1998, 28(3):263-271.
- [41] 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 [J]. *第四纪研究*, 2001, 21(5):381-391.
Li J J, Fang X M, Pan B T, et al. Late Cenozoic intensive uplift of Qinghai - Xizang Plateau and its impacts on environments in surrounding area [J]. *Quat Sci*, 2001, 21(5):381-391.
- [42] 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 中新世以来我国季风 - 干旱环境演化与青藏高原的生长 [J]. *第四纪研究*, 2006, 26(5):678-693.
An Z S, Zhang P Z, Wang E Q, et al. Changes of the monsoon - arid environment in China and growth of the Tibetan Plateau since

- the Miocene[J]. *Quat Sci*, 2006, 26(5): 678–693.
- [43] Hsu K J. Could global warming be a blessing for mankind? [J]. *Terr Atmos Oceanic Sci*, 1996, 7(3): 375–392.
- [44] 张鸿义, 门国发. 塔克拉玛干沙漠腹地第四纪地层划分与环境变迁[J]. *新疆地质*, 2002, 20(3): 256–261.
Zhang H Y, Men G F. Stratigraphic subdivision and climatic change of the Quaternary of the center Taklimakan Desert [J]. *Xinjiang Geol*, 2002, 20(3): 256–261.
- [45] Liu W G, Liu Z H, Sun J M, et al. Onset of permanent Taklimakan Desert linked to the mid – Pleistocene transition [J]. *Geology*, 2020, 48(8): 782–786.
- [46] Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. Ice – volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years [J]. *Quat Res*, 1995, 44(2): 149–159.
- [47] Chen K Z, Bowler J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China [J]. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 1986, 54(1–4): 87–104.
- [48] 许靖华. 太阳、气候、饥荒与民族大迁移 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 1998, 28(4): 366–384.
Hsu K J. Sun, climate, hunger, and mass migration [J]. *Sci China Ser D Earth Sci*, 1998, 28(4): 366–384.
- [49] Zeebe R E, Caldeira K. Close mass balance of long – term carbon fluxes from ice – core CO₂ and ocean chemistry records [J]. *Nat Geosci*, 2008, 1(5): 312–315.
- [50] 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 [J]. *第四纪研究*, 2011, 31(5): 749–764.
Cui Z J, Chen Y X, Zhang W, et al. Research history, glacial chronology and origins of Quaternary glaciations in China [J]. *Quat Sci*, 2011, 31(5): 749–764.
- [51] 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 [J]. *地理学报*, 2011, 66(7): 867–884.
Zhao J D, Shi Y F, Wang J. Comparison between Quaternary glaciations in China and the marine oxygen isotope stage (MIS): An improved schema [J]. *Acta Geogr Sin*, 2011, 66(7): 867–884.
- [52] Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years [J]. *Science*, 2000, 289(5477): 270–277.
- [53] Dai J H, Mosley – Thompson E, Thompson L G. Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora [J]. *J Geophys Res Atmos*, 1991, 96(D9): 17361–17366.
- [54] Hansen J, Sato M, Kharecha P, et al. Target atmospheric CO₂: where should humanity aim? [J]. *Open Atmos Sci J*, 2008, 2: 217–231.
- [55] 施雅风, 贾玉连, 于革, 等. 40~30 ka BP 青藏高原及邻区高温大降水事件的特征、影响及原因探讨 [J]. *湖泊科学*, 2002, 14(1): 1–11.
Shi Y F, Jia Y L, Yu G, et al. Features, impacts and causes of the high temperature and large precipitation event in the Tibetan Plateau and its adjacent area during 40–30 ka BP [J]. *J Lake Sci*, 2002, 14(1): 1–11.
- [56] 马玉贞, 张虎才, 李吉均, 等. 腾格里沙漠晚更新世孢粉植物群与气候环境演变 [J]. *植物学报*, 1998, 40(9): 871–879.
Ma Y Z, Zhang H C, Li J J, et al. On the evolution of the palynoflora and climatic environment during late Pleistocene in Tengger Desert, China [J]. *Acta Bot Sin*, 1998, 40(9): 871–879.
- [57] Lan J H, Xu H, Lang Y C, et al. Dramatic weakening of the East Asian summer monsoon in northern China during the transition from the Medieval Warm Period to the Little Ice Age [J]. *Geology*, 2020, 48(4): 307–312.
- [58] 孙爱芝, 冯兆东, 唐颌余, 等. 13 ka BP 以来黄土高原西部的植被与环境演化 [J]. *地理学报*, 2008, 63(3): 280–292.
Sun A Z, Feng Z D, Tang L Y, et al. Vegetation and climate changes in the western part of the Loess Plateau since 13 ka BP [J]. *Acta Geogr Sin*, 2008, 63(3): 280–292.
- [59] 王猛, 刘焰, 何延波, 等. 喜马拉雅山脉的地质地貌特征: 来自 SRTM 数字高程模型和降水量数据的约束 [J]. *地质科学*, 2008, 43(3): 603–622.
Wang M, Liu Y, He Y B, et al. Geomorphic characteristics of the Himalayan Mountains and its tectonic implications: New insights from SRTM digital elevation model and precipitation data [J]. *Chin J Geol*, 2008, 43(3): 603–622.
- [60] 梁娟, 姜辰蓉, 毛海峰. 毛乌素绿了被人类缚住的“沙漠” [J]. *科学大观园*, 2020(15): 66–71.
Liang J, Jiang C R, Mao H F. Mu Us is becoming green: The “Desert” bound by human [J]. *Grand Garden Sci*, 2020(15): 66–71.
- [61] Chen C, Park T, Wang X H, et al. China and India lead in greening of the world through land – use management [J]. *Nat Sustain*, 2019, 2(2): 122–129.
- [62] Xu Z K, Wan S M, Colin C, et al. Enhancements of Himalayan and Tibetan erosion and the produced organic carbon burial in distal tropical marginal seas during the Quaternary glacial periods: An integration of sedimentary records [J]. *J Geophys Res Earth Surf*, 2021, 126(3): e2020JF005828.
- [63] West A J, Galy A, Bickle M. Tectonic and climatic controls on silicate weathering [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 235(1/2): 211–228.
- [64] Clift P D, Hodges K V, Heslop D, et al. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity [J]. *Nat Geosci*, 2008, 1(12): 875–880.
- [65] Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China [J]. *Tectonics*, 1998, 17(6): 823–842.
- [66] Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic [J]. *Geophys J Int*, 1999, 137(2): 280–318.
- [67] 袁广祥, 尚彦军, 杨志法. 藏东南波密地区岩石风化速率及其影响因素分析 [J]. *工程地质学报*, 2010, 18(2): 191–196.
Yuan G X, Shang Y J, Yang Z F. Analysis of rock weathering rate and influencing factors in Bomi region, Southeast Tibet [J]. *J Eng Geol*, 2010, 18(2): 191–196.
- [68] 杨保, 施雅风. 40~30 ka B. P. 中国西北地区暖湿气候的地质记录及成因探讨 [J]. *第四纪研究*, 2003, 23(1): 60–68.
Yang B, Shi Y F. Warm – humid climate in northwest China during the period of 40–30 ka B. P. : Geological records and origin [J]. *Quat Sci*, 2003, 23(1): 60–68.

- [69] 陈杰, 卢演铸, 丁国瑜. 塔里木西缘晚新生代造山过程的记录——磨拉石建造及生长地层和生长不整合[J]. 第四纪研究, 2001, 21(6): 528–539.
Chen J, Lu Y C, Ding G Y. Records of late Cenozoic mountain building in western Tarim Basin: Molasses, growth strata and growth unconformity[J]. Quat Sci, 2001, 21(6): 528–539.
- [70] Zheng H B, Powell C M, An Z S, et al. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau[J]. Geology, 2000, 28(8): 715–718.
- [71] 冯兆东, 陈发虎, 张虎才, 等. 末次冰期–间冰期蒙古高原与黄土高原对全球变化的重要贡献[J]. 中国沙漠, 2000, 20(2): 171–177.
Feng Z D, Chen F H, Zhang H C, et al. Contribution to global change of Mongolian Plateau and Loess Plateau in the last glaciation and interglacial periods[J]. J Desert Res, 2000, 20(2): 171–177.
- [72] 何祥丽, 张绪教, 何泽新, 等. 内蒙古狼山地区晚第四纪泥石流发育特征及其构造意义[J]. 地质通报, 2015, 34(9): 1735–1748.
He X L, Zhang X J, He Z X, et al. Development features of the Late Quaternary debris flow and their tectonic significance in Langshan Area, Inner Mongolia[J]. Geol Bull China, 2015, 34(9): 1735–1748.
- [73] 刘亮, 梁斌, 燕中林, 等. 龙泉山断裂带断层最新活动年代及方式[J]. 中国地质调查, 2020, 7(5): 77–87.
Liu L, Liang B, Yan Z L, et al. Latest active age and model of the faults in Longquanshan fault belt[J]. Geol Surv China, 2020, 7(5): 77–87.
- [74] Wang J, Feng L, Palmer P I, et al. Large Chinese land carbon sink estimated from atmospheric carbon dioxide data[J]. Nature, 2020, 586(7831): 720–723.

Analysis of global climate change in the next one hundred years

LIU Yan

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: The consequences of global climate change in the next one hundred years is a hotly debated topic at present, and the deep discussion of the driving mechanism for global climate change can truly help recognize the global climate change. The continuous growth of Tibetan Plateau has absorbed a huge amount of atmospheric CO₂, which leads to the sharp drop of the atmospheric CO₂ concentration. From the greenhouse climate, the Earth has entered into an icehouse climate characterized by the cycling of glacial and interglacial periods, and has become a new carbon reservoir. During the interglacial period, the Tibetan Plateau and the Mongolian Plateau transported a huge amount of fresh water to the inland areas at middle and low latitudes (referred as the inland area below), which resulted in the strong chemical weathering of silicate rocks. The vegetation and lacustrine deposition were developed, which absorbed huge amount of atmospheric CO₂, as a carbon sink. During the glacial period, the Tibetan Plateau and the Mongolian Plateau eventually transported a large amount of surface fresh water and dust from the inland areas to the high latitude areas, resulting in the occurrence of desertification in the inland areas. The absorbed CO₂ was far less than the emitted amount, and the inland areas became the carbon source area. Therefore, the atmospheric CO₂ concentration increased. This mechanism has maintained the low concentration and pseudo dynamic equilibrium of atmospheric CO₂ since the Miocene. The mean surface temperature drove the circulation of fresh water between high and low latitudes. The huge amount of anthropogenic carbon emission caused the rapid rise of atmospheric CO₂ concentration and global warming. Therefore, the fresh water returned to the inland area, resulting in the rapid green in inland areas and more intense chemical weathering of silicate. The ability to absorb atmospheric CO₂ was dramatically enhanced, and the inland areas were switched from the carbon source area to the carbon sink area, which prevented the further rise of atmospheric CO₂ concentration. According to the preliminary calculation in this study, when atmospheric CO₂ concentration reaches $(510 \pm 40) \times 10^{-6}$, the rapid increasing trend will be restrained, as early as 2050 and as late as 2090. Future century-scale climate change is therefore predictable and periodic, driven by tectonic activities within the Earth and Sun.

Keywords: Tibetan Plateau; global climate change; new carbon reservoir; surface water cycling; carbon emissions

(责任编辑: 刁淑娟, 魏昊明)