

中国岩石风化作用所致的碳汇能力估算

邱冬生¹, 庄大方¹, 胡云锋¹, 姚锐^{1,2}

1. 中国科学院地理科学与资源研究所资源环境数据中心, 北京 100101

2. 中南大学 GIS 研究中心, 湖南长沙 410083

摘要: 岩石的风化作用同时参与了短时间尺度和长时间尺度的全球碳循环, 对碳酸盐岩而言, 它的风化作用在短时间尺度上对大气二氧化碳循环具有重要影响, 但在长时间尺度上不产生净碳汇; 而硅酸盐岩等其他类型岩石的风化过程由于反应速率较慢, 在短时间尺度上对全球碳循环及其变化反应不灵敏, 但它所产生的净碳汇是遗漏汇的组成之一. 为了准确估计我国岩石风化所致的碳汇能力, 简要评价了现有的各种模型和方法, 并基于 GEM-CO₂ 模型进行了计算. 计算结果表明, 我国岩石每年因溶蚀、风化作用共消耗的 CO₂ 约为 4.72×10^7 t, 折合成 C 为 1.41×10^7 t, 其中由碳酸盐类岩石风化消耗的碳量最多, 约为 0.74×10^7 t/a, 占总量的 52.65%. 硅酸盐岩及其他类型岩石风化消耗的碳量约为 0.67×10^7 t/a, 占总量的 47.35%. 岩石风化所致碳汇能力的空间分布首先取决于岩石类型, 其次受地区的气候条件控制.

关键词: 岩石风化; 碳汇过程; 二氧化碳; 中国.

中图分类号: P512.1

文章编号: 1000-2383(2004)02-0177-06

收稿日期: 2003-07-16

Estimation of Carbon Sink Capacity Caused by Rock Weathering in China

QIU Dong-sheng¹, ZHUANG Da-fang¹, HU Yun-feng¹, YAO Rui^{1,2}

1. Resources and Environment Data Center, Institute of Geographic Sciences and Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

2. GIS Research Center, Central South University, Changsha 410083, China

Abstract: Rock weathering caused by the carbonic acid reaction with minerals to produce dissolved bicarbonates carried by rivers to the oceans is an important part in carbon cycle. The process causes significant carbon dioxide consumption, the accurate calculation of which may partly explain the missing sink of carbon. The CO₂ uptaken by carbonate dissolution on the continents is counterbalanced by the CO₂ release carbonate precipitation in the ocean. The same is not true for silicate weathering. Silicate weathering is more important than carbonate weathering as a long-term control on atmospheric CO₂. A global erosion model (GEM-CO₂) developed by Amiotte Suchet allows us to calculate the flux of atmospheric/soil CO₂ consumed by chemical erosion of continental rocks. In this paper, the CO₂ consumption by rock weathering in China is estimated based on GEM-CO₂ and the Chinese Resources and Environment Database, whose distribution is shown in a GRID map with a spatial resolution of 1 000 m × 1 000 m. The total carbon consumption is about 4.72×10^7 t/a, about 52.65% of which are caused by carbonate. The model results are close to previous estimation of other researches. The flux of CO₂ consumed by rock weathering increases where carbonate rock outcrops are more abundant and when drainage intensity increases. The results show that the main consumption of CO₂ is localized in Guangxi, Guizhou and Chongqing provinces, and west Hubei Province and southwest Hunan Province, because of a high proportion of carbonate rocks and high humidity in a large area.

Key words: rock weathering; carbon sink process; carbon dioxide; China.

工业革命 200 多年以来, 大气中 CO₂ 含量增加了约 30%, 体积分数从 280×10^{-6} 上升到了现今的

约 365×10^{-6} (Indermuhle *et al.*, 2000). 大气 CO_2 含量的增加导致了温室效应 (Mahlman, 1997), 温室效应对全球气候具有大规模的影响, 并可能造成严重的环境灾难. 它不仅使全球气候变暖, 还将导致全球降水量重新分配、冰川和冻土消融、海平面上升等, 不仅危害自然生态系统, 更威胁人类的食物供应和居住环境. 因此, 全球碳循环研究已经成为全球变化研究的热点.

然而, 目前的研究由于受传统的时间尺度观念的约束, 即将生态作用划为百年级的快速过程, 化石燃料的形成与某些沉积作用列为中时间尺度 (千年级); 而把所有地质作用 (包括构造运动、火山、风化、沉积等) 都列入慢速过程 (Wigley and Schimel, 2000). 这样的划分使得当前的碳循环研究更关注于大气圈、水圈和生物圈的相互作用, 对与岩石圈相关的各种地质作用则有所忽略.

全球碳循环研究中的一个关键问题是已知的碳汇不能平衡已知的碳源, 存在一个很大的遗漏汇 (missing sink), 对大气遗漏汇现象的阐述被评为国际著名杂志《Science》2001 年度的十大科技进展之一 (Kennedy, 2001). 来自地面植被观测、大气 CO_2 和 O_2 浓度监测、卫星遥感信息及生态和大气模型的模拟等方面的研究均表明, 北半球中高纬度的陆地生态系统是一个巨大的碳汇, 固定了大部分全球碳循环中“去向不明”的 CO_2 (Schimel *et al.*, 2001; Steven, 2001).

除了生态系统是巨大的碳汇之外, 一些地质作用事实上也参与短时间尺度的全球碳循环, 例如增加的 CO_2 浓度使碳酸盐岩的岩溶作用更为活跃, 从而吸收转化了更多的大气 CO_2 , 成为“遗漏汇”的一部分. 此外, 大量的野外定位动态观测结果显示, 岩石圈和生物圈是相互作用的, 很多地质作用都有生物作用参与. 由于生物作用的参与, 因此不能把岩石的溶蚀风化作用当作一种简单的无机物理化学过程.

因此, 可以认为目前全球碳循环研究中存在数量巨大的遗漏汇, 部分原因固然在于生态系统固定碳及模型计算的不确定, 以及对海洋过程吸收 CO_2 的估计不足, 但同时也与研究中地质作用过程可导致碳汇效应的忽视有关. 而岩石的地球化学侵蚀, 即溶蚀与风化, 既是导致地表环境物质输送的初始过程, 又是制约区域环境质量的背景条件. 岩石的风化过程对区域环境质量演化和生态系统结构具有重要影响, 风化侵蚀与沉积过程中所发生的碳交换和

输送具有全球变化意义. 也就是说, 岩石的风化作用同时参与了短时间尺度和长时间尺度的全球碳循环, 认识到这一点对于解决全球碳循环研究中的遗漏汇问题具有重要意义.

1 岩石风化作用的碳过程与碳汇能力计算

1.1 岩石风化作用的碳过程

各碳库储存碳的时间不同, 在全球大气 CO_2 动态平衡中所起的作用也不一样. 从各储库碳的平均滞留期 (表 1) 可以看出, 大气、生物与海洋之间进行

表 1 各储库碳的平均滞留期 (王明星, 1998)

Table 1 Retention periods of different carbon storages

碳库	作用方式	滞留期/年
大气	总的碳交换	4
陆地生物	光合/呼吸作用	11
海洋生物	光合作用	0.07
海洋	与大气总交换	490
海洋沉积物		180 000
总沉积物		250 000

着快速的碳交换, 而沉积物的平均滞留期长达数十万年. 因此, 将大气二氧化碳转变为沉积物的过程可以产生长时间尺度意义上的净碳汇. 在各种岩石类型中, 与大气二氧化碳发生作用的岩石类型主要为碳酸盐岩和硅酸岩. 它们与大气二氧化碳反应的数量关系和过程如下 (Berner, 1997, 1991).

碳酸盐岩: 1 mol 的大气 CO_2 产生 1 mol 碳酸, 1 mol 碳酸溶解碳酸盐岩产生 2 mol 重碳酸根离子 (其中有 1 mol 碳来自于碳酸盐岩). 重碳酸根离子流入海洋后, 其中 1 mol 被海洋生物转变为碳酸盐并最终成为海底沉积岩, 另外 1 mol 被转化为 CO_2 , 最终回到大气. 因此被碳酸盐岩风化所吸收的 CO_2 又回到了大气中, 也就是说, 碳酸盐岩的风化过程在中时间尺度 (千年级) 和长时间尺度 (万年到亿年级) 上绝对不是净碳汇过程; 它在短时间尺度 (百年级) 上将大气二氧化碳的吸收产生重大影响. 上述过程可以用下面的化学反应式表示:



硅酸盐岩: 与碳酸盐岩风化不同. 硅酸盐岩风化时将来自大气或土壤中的 CO_2 转变为重碳酸根离子, 最后在海底沉积成为碳酸盐岩. 因为矿物分子中

不含碳元素,沉积的碳酸盐岩都来自 CO_2 。硅酸盐岩风化的最终结果是:1 mol 大气或土壤中的 CO_2 在硅酸盐岩的风化中转变为 1 mol 碳酸盐,在这一过程中,大气或土壤中有 1 mol CO_2 的净损失。这意味着硅酸盐岩的风化过程在各种时间尺度上都是一个碳汇过程。上述过程可以用下面的化学反应式表示:

$$2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{CO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Na}^+ + 2\text{HCO}_3^- + 4\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$$

1.2 岩石风化所致碳汇的估算方法

岩石圈是个开放的系统,它和周边的水圈、大气圈以及生物圈等发生物质和能量的交换和交流。为了测量、估算岩石风化过程及其碳汇能力,学者们先后采用了动力学方法、溶蚀测量法和水化学法等方法进行研究。

动力学方法:是从反应物或产物的浓度与时间的关系出发,获得反应动力学参数,如反应速率常数、活化能等。用这些参数表征体系的反应速率,探讨反应机理。由于它在岩溶地貌的形成、岩溶流水的水化学演化、岩溶含水层的发育以及全球碳循环等许多地质过程中起着非常重要的作用(Dreybrodt *et al.*, 1992; White, 1977),因而得到了广泛深入的研究,并出现了多种理论模型,如 PWP 模型(Dreybrodt *et al.*, 1992),DBL 模型(Dreybrodt and Buhmann, 1991)、Step-Link 模型(Franke, 1975)。然而,大量的研究已经表明,单纯的化学动力学方法在微观机理认识方面具有优势,但是在区域以及全球尺度上研究风化溶蚀等宏观过程的模拟方面效果并不是很理想。

溶蚀测量法:这种方法通过直接测定溶蚀量,建立溶蚀速率模型,为不同环境、地质、生态、气候等自然条件下的溶蚀速率预测提供依据,并进而估算岩溶作用过程中消耗的大气 CO_2 。根据溶蚀测量方法的不同,又可以分为标准试片法(Yuan, 1997)和微溶蚀测量仪法(李钜章等,1994)。这种方法的缺陷在于:研究是通过在标准的石灰岩试片或样点岩石上进行溶蚀速率观测,获得标准岩石的溶蚀规律;但是大自然中的岩石性质多种多样,以标准试片或样点岩石的溶蚀速率代表所有岩石的溶蚀速率,必然会导致岩石类型概括以及研究尺度转换上的误差。

水化学方法:岩石风化消耗的二氧化碳最终由河流带入海洋,因此,通过测量泉口或流域出口处流水所携带的溶质(如 HCO_3^- 、 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 离子)浓度、泉域或流域的径流量,由此来计算河流携带的

各种离子总量,进而根据流域内的岩石分布情况推算各类岩石的风化速度,估算风化消耗的碳量。

GEM- CO_2 模型与 SiB 算法都是水化学方法的成功应用。这 2 个模型都将水流量或径流量作为风化速率的影响因素,获得了不同岩石类型风化速率与水流量的关系。然而,这 2 个模型没有考虑环境背景影响因素,包括气候、地形、地貌、植被、土壤等对风化速率的综合影响,而这部分的工作将有利于模型在不同自然环境、不同流域研究中的推广。

1.3 GEM- CO_2 模型描述

Amiotte 和 Probst 认为岩石风化消耗的 CO_2 量主要受岩石表面水流量、大气温度及岩石类型影响。为了估算由岩石风化所消耗的碳量及大陆岩石的风化速度,他们对 Meybeck 发表的关于法国 232 个岩性单一流域的地表径流与主要溶解元素的数据进行了分析和研究,并建立了一个基于经验关系的简单模型用以估算岩石风化所消耗的大气 CO_2 量(f_{CO_2}),该模型也是国际地质对比课题(IGCP)404 项目的主要成果之一。

模型是一个线性方程,表达如下:

$$f_{\text{CO}_2} = aQ$$

式中, f_{CO_2} 是 CO_2 消耗量($\text{mmol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); Q 是岩石表面的水流量($\text{L} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$),为降水量与蒸发量的差值; a 是经验系数,因不同的岩石类型而不同。具体如表 2 所示。

表 2 GEM- CO_2 模型系数(Amiotte and Probst, 1993)

Table 2 GEM- CO_2 model index

岩石类型	系数 a	岩石类型	系数 a
变质岩及深成岩类	0.095	页岩类	0.627
酸性火山岩	0.222	碳酸盐岩类	1.586
玄武岩	0.479	蒸发岩类	0.293
砂层与砂岩类	0.152		

为了验证 GEM- CO_2 模型的准确性,该模型被用于 3 个不同的大河流域:处于温和气候带的 Garonne,处于热带-赤道气候区的 Congo 以及 Amazon(Amiotte and Probst, 1993)。经比较,由 GEM- CO_2 模型模拟计算的 CO_2 消耗量与实地监测估算的结果处于同一数量级,数值接近,仅存在细小的差别。该差别可以部分归因于不同的研究时间流域径流强度的差别。这表明 GEM- CO_2 模型能够成功地应用于热带-赤道气候区和温和气候带的大河流域。此外,Probst 利用联合国教科文组织发

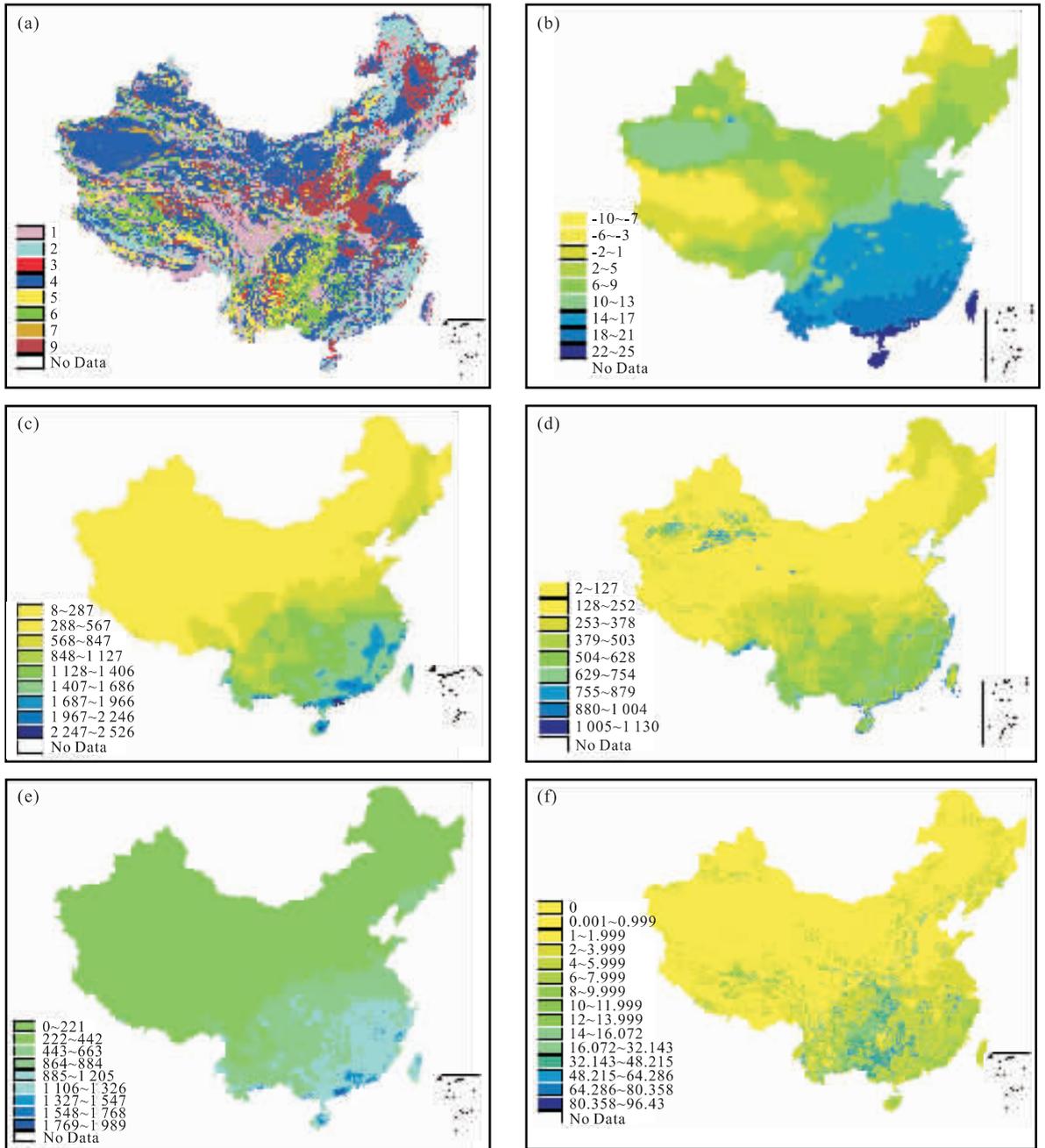


图 1 中国的岩石类型、年平均气温(°C)、年平均降水量(mm)、年平均蒸发量(mm)、年平均排水量(mm)、岩石风化消耗 CO₂ 量 (mmol · km⁻² · s⁻¹)分布

Fig. 1 Distribution of rock, annual mean temperature, annual precipitation, annual evapotranspiration, annual drainage, CO₂ consumption by rock weathering in China

a. 岩石类型; 1. 变质岩及深成岩类; 2. 酸性火山岩; 3. 玄武岩; 4. 砂层与砂岩类; 5. 页岩类; 6. 碳酸盐岩类; 7. 蒸发岩类; 9. 表层土; b. 年平均气温; c. 年平均降水量; d. 年平均蒸发量; e. 年平均排水量; f. 岩石风化消耗 CO₂ 量

表的岩石与土壤图和月平均降水量数据,将 GEM-CO₂ 应用于全球尺度,建立了全球 1°×1°岩石风化消耗的土壤/大气 CO₂ 分布数据库. 研究结果估计全球风化消耗的碳量为 0.26×10^{15} g/a, 与以前用其他不同方法估计的 $(0.25 \sim 0.30) \times 10^{15}$ g/a 值基

本一致(Probst *et al.*, 1992). 这说明 GEM-CO₂ 模型能够在全球范围推广.

1.4 数据准备与计算

根据 GEM-CO₂ 模型要求,需要准备岩性数据、排水量数据,而后者是降水量与蒸发量的差值,

蒸发量又和温度直接相关。

(1)岩性数据. 原始数据为中国地质科学院制成的中国 1:50 万分省地质图. 原始数据格式为 MapGIS(*.wal, *.wat, *.wap)数据格式, 首先转化为 e00 格式, 然后转为 grid 格式, 网格大小为 1 km. 依据 GEM-CO₂ 模型中定义的 7 种岩石类型, 对岩石类型进行了重分类. 分类后的结果如图 1a 所示.

温度和降水量数据. 原始数据为中国国家气象局提供的全国 395 个气象站点 1991—2000 年的逐日气象资料. 由于我国 60% 以上的地区为山区, 山区的气象指标在很大程度上受到地形的影响, 因此计算全国的气候数据必须考虑地形的作用. 为此, 先将气象站点的温度调整到海平面的温度, 再插值计算栅格的海平面温度, 最后计算栅格在当地海拔高度的实际温度. 对降水则根据等降水量线的系数进行调整, 最后形成相对应的逐日栅格气象数据序列. 全国年平均气温分布经 DEM 校正后形成年平均气温分布图, 如图 1b 所示; 经过等降水量线调整和空间插值计算得到全国年平均降水量分布图, 如图 1c 所示. 所有输出均为 grid 格式, 栅格大小为 500 m.

(2)排水量计算. 排水量为降水量与蒸发量的差值. 蒸发量数据的计算采用 Turc 公式计算

$$V = \frac{1.05 N}{\sqrt{1 + \left(\frac{1.05 N}{L}\right)^2}}$$

式中, N 是年平均降水量(mm); L 为年最大蒸发量, 它是温度 t 的函数, L 与 t 的关系为下式所示:

$$L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

我国的年平均蒸发量分布如图 1d.

降水量与蒸发量的差值即为排流量(drainage), 在计算上使用图 1c~1d, 如此得到我国年平均排流量分布图(图 1e).

1.5 计算过程与结果

利用 GEM-CO₂ 模型, 以我国的岩石分布(图 1a)及排流量分布图(图 1e)为基础, 首先将岩石分布类型转化为对应的 a 值, 然后与排流量相乘, 可以得到我国岩石风化消耗 CO₂ 的分布, 如图 1f 所示. 输出数据栅格大小取输入数据中栅格最大值, 即 1 km.

2 结论与讨论

2.1 岩石风化消耗 CO₂ 量的空间分布

由图 1f 所示的中国岩石风化消耗 CO₂ 量分布

图可见, 我国岩石风化消耗的 CO₂ 主要分布在南方, 以贵州、广西、重庆—鄂西, 湘西南等地区为最. 首要原因是该地区有大面积的碳酸盐岩分布; 其次是该地区处于热带—亚热带、温暖湿润的气候环境, 化学反应速率快, 生物作用强烈, 有利于岩石的溶蚀风化; 第三是由于该地区的东亚季风和来自印度洋的暖湿气流带来了大量的降水, 降水转化成丰富的径流迅速带走了风化物中的金属离子和重碳酸离子, 促进了风化溶蚀反应向正方向进行.

岩石风化消耗的 CO₂ 量居第二梯队的是我国广大的南方地区. 虽然该区分布的主要岩石类型不是碳酸盐岩, 而是硅酸盐岩及其他岩类. 但是由于雨量充沛, 气候温暖湿润, 风化作用强烈, 仍然带走了大量的 CO₂. 值得注意的是我国西藏中部地区, 该地区的岩石类型为碳酸盐岩, 但是由于温度较低, 且排流量较小, 因此, 岩石风化消耗的 CO₂ 量不能和广西、贵州等地区相比.

岩石风化消耗的 CO₂ 量较少的地区位于我国广大的北方地区, 包括西北、华北和东北. 该地区的主要岩石类型为砂层砂岩以及酸性火山岩类. 由于岩性和气候条件的差异, 在整体上该地区的岩石化学风化以及生物化学风化并不强烈, 对大气二氧化碳的吸收和汇聚能力不强. 但是, 在局部地区, 如果出现地表排流量较大(如东北东南部), 或者分布碳酸盐岩(如新疆的天山地区及华北太行山地区), 这些地区岩石风化消耗的 CO₂ 量也较周边要高.

归纳起来, 控制岩石风化消耗的 CO₂ 量大小的首要因素是岩石类型, 其次是地面排流量.

2.2 岩石风化消耗 CO₂ 量的岩石类型统计

经过统计计算, 我国的岩石风化消耗大气 CO₂ 的量估算如表 3, 我国所有的岩石每年风化共消耗 CO₂ 约 4.72×10^7 t/a, 即耗 C 1.41×10^7 t/a, 其中由碳酸盐类岩石风化消耗的碳量最多, 约为 0.74×10^7 t/a, 占总量的 52.65%, 主要分布在我国广西、贵州、重庆—鄂西、湘西南地区. 由于碳酸盐岩的溶蚀风化速率最快, 它在短时间尺度上将大气二氧化碳的吸收和汇聚起重要作用. 硅酸盐岩等其他类型的岩石风化消耗的碳量约为 0.67×10^7 t/a, 占总量的 47.35%. 其中, 变质岩与深成岩类所致的碳汇主要分布在台湾东部、福建—浙江西部、江西大部以及大别山地区; 酸性火山岩类所致的碳汇主要分布在我国东南沿海地区、福建—浙江、海南以及广东; 玄武岩类所致的碳汇较小, 主要分布在云贵川交界

表 3 风化消耗 CO₂ 估算统计Table 3 CO₂ consumption by rock weathering

岩石类型	分布面积/km ²	平均 CO ₂ 消耗量/ (10 ³ mol · km ⁻² · a ⁻¹)	风化吸收 CO ₂ 总量/ (10 ⁸ mol · a ⁻¹)	风化吸收 CO ₂ 总量/ (10 ³ t · a ⁻¹)	风化吸收碳总量/ (10 ³ t · a ⁻¹)
变质岩与深成岩类	1 521 131	31. 162	474. 01	1 896. 07	568. 82
酸性火山岩	1 279 124	92. 144	1 178. 64	4 714. 53	1 414. 36
玄武岩	181 482	157. 318	285. 50	1 142. 00	342. 60
砂层与砂岩	3 799 195	45. 879	1 743. 03	6 972. 13	2 091. 64
页岩类	793 411	238. 824	1 894. 86	7 579. 43	2 273. 83
碳酸盐岩类	994 854	623. 887	6 206. 76	24 827. 07	7 448. 12
蒸发岩	51 200	10. 175	5. 21	20. 83	6. 25
总和	8 620 397	136. 750	11 788. 01	47 152. 06	14 145. 62

以及东北部分地区;砂层与砂岩类所致的碳汇主要分布在江南大部(包括海南)、四川盆地、江苏沿海地区以及台湾西部地区;页岩所致的碳汇散落分布分布于华南地区;蒸发岩类所致的碳汇主要分布于青海以及新疆中部等内陆地区。所有这些非碳酸岩类所致的碳汇就是中国每年由于岩石风化产生的净碳汇,它是地质作用过程对全球碳循环过程的重要贡献,它的量值构成了一部分的碳循环遗漏汇。

刘再华(2000)、徐胜友和蒋忠诚(1997)都采用水化学方法对我国境内经河流带入海洋的 CO₂ 量进行了研究,结果分别为 6.577×10^7 t/a 和 1.774×10^7 t/a。本文估算结果为 4.72×10^7 t/a,介于上述二者之间,这说明 GEM-CO₂ 模型在我国的应用具有较高的可信度。

进一步的研究是在 GEM-CO₂ 基础上,同时考虑多种影响因素,包括温度对风化作用的控制和反馈作用,地形所造成的雨影区对降雨量的影响,以及植被、土壤等其他影响因素对风化速率的影响,以便科学地描述风化规律,更准确地预测风化速率,进而估算岩石风化消耗大气 CO₂ 的量。

References

Amiotte, S., Probst J. L., 1993. Flux de CO₂ consommé par altération chimique continentale; Influences du drainage et de la lithologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317: 615—622.

Berner, R. A., 1991. A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Amer. J. Sci.*, 291: 339—376.

Berner, R. A., 1997. Weathering, plants and the long-term carbon cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 3225—3231.

Dreybrodt, W., Buhmann, D., 1991. A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solu-

tions in turbulent motion. *Chemical Geology*, 90: 107—122.

Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J., et al., 1992. Geochemically controlled calcite precipitation by CO₂ outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chem. Geol.*, 97: 285—294.

Franke, H. W., 1975. Correspondence between sintering and corrosion. *Ann. Spélé.*, 30: 4665—4675.

Indermuhle, A., Monnin, E., Stauffer, B., et al., 2000. Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyrBP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 27: 735—738.

Kennedy, D., 2001. Breakthrough of the year. *Science*, 294: 2443—2447.

Li, J. Z., Lin, J. S., Fang, J. F., 1994. Analysis and estimation of the karst solutional intensity. *Geographical Research*, 13(3): 90—97 (in Chinese with English abstract).

Liu, Z. H., 2000. Contribution of carbonate rock weathering to the atmosphere CO₂ sink. *Carsologica Sinica*, 19(4): 293—300 (in Chinese with English abstract).

Mahlman, J. D., 1997. Uncertainties in projections of human-caused climate warming. *Science*, 21(278): 1416—1417.

Probst, J. L., Amiotte, S. P., Tardy, Y., 1992. Global continental erosion and fluctuations of atmospheric CO₂ consumed during the last 100 years. In: Kharaka, Y. K., Maest, A., eds., Proc. 7th Int. Symp. W. R. I., Park City, Utah, U. S. A., July 13—18, 1992. Balkema, Rotterdam, 483—486.

Schimel, D., House, J., Hibbard, K., et al., 2001. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature*, 414: 169—172.

Steven, C. W., 2001. Climate change enhanced; Where has all the carbon gone? *Science*, 292: 2261—2263.